Mariana Coppedê Cussioli

Dinâmica da desembocadura do rio Itanhém, Alcobaça, BA

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da
Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos
para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de
Oceanografia Química e Geológica

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Siegle

São Paulo

2010

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

Dinâmica da desembocadura do rio Itanhém, Alcobaça, BA.

Mariana Coppedê Cussioli

"Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo,
como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de
Oceanografia Química e Geológica"

Julgada em ____/____/____

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Agradecimentos

Agradeço o apoio do meu orientador Eduardo Siegle. Suas dicas e conhecimentos, compreensão e atenção de sempre foram essenciais para o desenvolvimento deste trabalho.

O apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) através da bolsa de mestrado, processo nº. 2008/51861–8 e o projeto Produtividade, Sustentabilidade e Utilização do Ecossistema do Banco de Abrolhos (PROABROLHOS) – MCT/CNPq.

Minha gratidão ao professor Rubens da Figueira a oportunidade do trabalho de campo, aos professores Luiz Bruner de Miranda e Carlos Augusto França Schettini e ao oceanógrafo Marçal Duarte Pereira a ajuda com os dados hidrográficos.

O apoio do Edílson de Oliveira Faria com as análises granulométricas e do Silvio Tarou Sasaki com a liofilização.

Agradeço aos professores do Instituto Oceanográfico o aprendizado durante a graduação e durante o mestrado. Obrigada ao pessoal da biblioteca e das secretarias.

Aos amigos do laboratório seu companherismo, explicações, dados, paciência, aprendizado, muitas conversas e os churrascos: Cláudia, Ana, Catita, Léo, PH, Talitha, Lu, Gabi, Giba, Rafa, Manape, Dezinha, e Mário. Em especial a Ana e suas correções e o lanchinho noturno.

Aos queridos amigos da turma II de oceanografia, meus companheiros de graduação e muitos também de mestrado. Às amigas Jana Tambaú, Mare, Ruth, Janaína, Zeza, Paulinha, Lu, Déia, Ju, e Fabrícia. Aos amigos Le, Dani, Tom, Paquito, BH, Betinho, e Ale. Aos novos amigos que me acompanharam no mestrado e na Didi: Fabrício, Francisco, Rafa Soutelino, República, Luís Felipe, João, Marcelo, Márcio e Márcio, Marin, Sandro, Fabíola, Raquel, Rafa2, Gaúcho, Coelho, Augusto, Roga e Vini.

Aos familiares que também contribuíram com sábias palavras nos momentos de dúvida.

À minha irmã, minha grande companheira.

Ao Sebastian seu imenso apoio, carinho, paciência e dedicação, além de grande contribuição para este trabalho.

Em especial aos meus pais o amor incondicional e incentivo. A eles que sempre acreditaram nos meus estudos e nunca deixaram de me apoiar.

Resumo

Os processos morfodinâmicos em sistemas de desembocaduras estão relacionados a uma variedade de condições forçantes que criam condições hidrodinâmicas únicas. Correntes de maré, ondas e descarga fluvial, interagindo em diferentes níveis resultam em complexos padrões dinâmicos. O objetivo do presente trabalho é entender os processos que controlam a dinâmica da desembocadura do estuário do rio Itanhém, Alcobaça, BA. A dinâmica do ambiente foi analisada através de imagens de satélite LANDSAT5-TM e da aplicação de um modelo numérico. As imagens de satélite disponíveis, para os anos de 1987, 1990, 1996, 2007, 2008 e 2009, foram utilizadas para extrair os contornos da linha de costa que, juntamente com dados batimétricos constituíram as malhas para o desenvolvimento de uma série de experimentos numéricos. O modelo numérico utilizado foi o MIKE 21 FM. Foram utilizados três módulos: propagação de ondas, hidrodinâmico e de transporte de sedimento, com retroalimentação entre as mudanças morfológicas e a hidrodinâmica. A descrição dos processos observados pelas imagens de satélite, juntamente com os resultados dos experimentos numéricos mostraram que na região ocorreu acúmulo de sedimentos com consequente crescimento de um pontal a barlar da desembocadura entre 1987 e 2007. Em 2007 o pontal atingiu seu tamanho máximo, e em função de um evento de alta energia, se rompeu ao norte, deixando dois canais. No período quando o canal era mais estreito, houve maior transporte pela deriva verificado pelo crescimento do banco. Já no período de canal mais largo, houve interrupção na deriva e o banco não cresceu. O mecanismo principal de transporte de sedimentos na área de estudo deve-se principalmente à incidência das ondas do quadrante nordeste, que gera uma corrente de deriva litorânea para sul. As ondas do quadrante sul e sudeste, mais energéticas, e que poderiam gerar deriva na direção oposta, são refratadas pela presença dos parciais e da progradação da linha de costa em Caravelas, localizados a sudeste e sul da área de estudo. O novo canal formado pelo rompimento do pontal tornou-se o principal meio de fluxo das correntes. Este fluxo atua como uma barreira, interrompendo a deriva litorânea de sedimentos, aprisionando-os a barlar e limitando o suprimento de sedimentos responsáveis pelo crescimento do banco arenoso ao sul. Nota-se que o tamanho e a largura do novo canal definem a quantidade de sedimentos que atravessa a desembocadura, controlando o crescimento deste banco.

Palavras-chaves: morfodinâmica, desembocadura, pontal arenoso, modelagem numérica.

Abstract

The morphodynamic processes at inlet systems are related to a variety of forcing conditions that create unique hydrodynamic conditions. The interaction of tidal currents, wave conditions, and river discharge at different levels result in complex dynamic patterns. The present work aims to understand the processes that control the dynamics of the Itanhaém River, Alcobaça (BA). The system dynamics was analyzed through the combined application of LANDSAT5-TM satellite images, field measurements and numerical modelling. A set of satellite images (for 1987, 1990, 1996, 2007, 2008 and 2009) was used to extract the coastline contours which, combined with the bathymetric data, defined the grids for a series of numerical experiments. Three modules of the MIKE 21 FM model have been applied: wave propagation, hydrodynamic and sediment transport, including the feedback between the morphological changes and the hydrodynamics. The description of the processes observed through the satellite images and the results of the numerical experiments show that there is a spit growth driving the inlet southwards between 1987 and 2007. In 2007 the spit reached its maximum extent and a high wave energy event breached the spit leaving the system with two openings to the ocean. The sediment supply to the southern sandbar is controlled by the longshore drift, with its quantities being apparently controlled by the inlet width. The main mechanism of sediment transport in the study area is mainly due to the northeasterly waves, moving sediments southwards. The more energetic southerly waves, which could lead to transport in the opposite direction, are refracted due to the wide shelf and the presence of coral reefs in the region. The new inlet formed by the spit breach became the main flow channel. This flow interrupts part of the littoral drift, retaining sediment updrift and limiting the sediment supply downdrift. The size and width of the new inlet define the amount of sediment being bypassed, controlling the growth of the sandbar.

Keywords: morphodynamics, inlet, sand spit, numerical modelling.

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Linha de costa e processos relacionados	2
1.2	Estuários e desembocaduras	4
1.2.1	Deltas de maré enchente e deltas de maré vazante	7
1.2.2	Estabilidade de desembocaduras, formação e rompimento de pontais arenosos e transferência de sedimentos (<i>bypassing</i>) . .	8
1.3	Modelagem numérica como ferramenta	10
2	Objetivos	13
2.1	Geral	13
2.2	Específicos	13
3	Área de estudo	14
4	Métodos	19
4.1	Imagens de satélite	19
4.2	Clima de ondas	20
4.3	Vazão do rio Itanhém	21
4.4	Experimentos de campo	23
4.5	Processamento dos dados de campo	24
4.5.1	Análise granulométrica	24
4.5.2	Maré e corrente	25
4.5.3	Dados de batimetria	26
4.6	Modelagem numérica	27
4.6.1	Módulo de ondas	27
4.6.2	Módulo hidrodinâmico	28

4.6.3	Módulo de transporte de sedimentos	28
4.6.4	Domínio do modelo	29
4.6.5	Experimentos numéricos	31
5	Resultados	34
5.1	Imagens de satélite	34
5.2	Análise granulométrica	39
5.3	Clima de ondas	40
5.4	Calibração e validação do modelo numérico	45
5.4.1	Módulo de ondas	46
5.4.2	Módulo hidrodinâmico	47
5.5	Experimentos numéricos	50
5.5.1	Módulo de ondas	50
5.5.2	Módulo hidrodinâmico e módulo de transporte de sedimentos	55
6	Discussão	72
7	Conclusões	79

Lista de Figuras

1.1	Classificação das desembocaduras em quatro grupos principais	6
1.2	Esquema de um sistema idealizado de desembocadura dominada por maré	7
1.3	Modelos de processos relacionados à estabilidade de desembocaduras e ruptura de barreira arenosa	10
1.4	Acoplamento das principais componentes da morfodinâmica, reali- zado através do transporte de sedimentos.	12
3.1	Área de estudo: desembocadura do rio Itanhém localizada na cidade de Alcobaça, Bahia, Brasil	15
3.2	Batimetria e delta de maré vazante da desembocadura do rio Itanhém .	18
3.3	Barcos encalhados na maré baixa no estuário do rio Itanhém (outubro de 2008)	18
4.1	Série histórica das médias anuais e mensais das vazões do rio Itanhém (Alcobaça, BA) entre 1970 e 2009	22
4.2	Pontos de coleta de sedimento ao longo do canal do rio Itanhém e na região da desembocadura.	24
4.3	Imagem do sedimento coletado na campanha de outubro de 2008. . .	25
4.4	Detalhe da malha utilizada pelo módulo de ondas MIKE 21 SW . . .	30
4.5	Exemplo de malha utilizada pelo módulo hidrodinâmico	31
4.6	Detalhe da configuração da desembocadura utilizada nas simulações do módulo hidrodinâmico para cada ano	32
5.1	Imagens LANDSAT-5 TM da área de estudo: 1987, 1990, 1996, 2007, 2008 e 2009.	35

5.2	Composição das linhas de costa digitalizadas mostrando evolução do pontal arenoso associado à desembocadura do rio Itanhém	36
5.3	Representação do crescimento e rompimento do pontal	37
5.4	Taxa de crescimento média do pontal arenoso na desembocadura do rio Itanhém	38
5.5	Diagrama de Shepard obtido pelo programa SYSGRAN para as amostras de sedimento coletadas em outubro de 2008.	40
5.6	Mapa de distribuição de tamanho de sedimento na região da desembocadura	42
5.7	Histogramas direcionais totais das alturas e períodos de onda próximo a Alcobaça para os anos de 1997 à 2008.	42
5.8	Histogramas direcionais sazonais das alturas e períodos de onda próximo a Alcobaça para os anos de 1997 a 2008.	43
5.9	Variação da potência de onda em 17°S 38,75°W entre 1997 e 2008 calculada através dos resultados do WAVEWATCHIII	44
5.10	Variação da potência média mensal de onda em 17°S 38,75°W entre 1997 e 2008 calculada através dos resultados do WAVEWATCHIII. . .	45
5.11	Comparação dos dados de maré modeladas e os dados de maré coletados em campo em janeiro de 2008 na estação fixa do rio Itanhém . . .	48
5.12	Comparação dos dados de corrente total modeladas e medidas em campo para a calibração e validação do modelo numérico	49
5.13	Resultado das simulações de onda Q1, Q2 e Q3	53
5.14	Resultado da simulação de onda QR	54
5.15	Direções da deriva longitudinal devido à direção de incidência das ondas na costa.	54
5.16	Velocidade e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 1987 HD2.	56
5.17	Velocidade e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 1987 HD2.	56
5.18	Velocidade e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 1990 HD2.	57

5.19	Velocidade e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 1990 HD2.	58
5.20	Velocidade e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 1996 HD2.	59
5.21	Velocidade e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 1996 HD2.	60
5.22	Velocidade e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 2007 HD2.	61
5.23	Velocidade e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 2007 HD2.	61
5.24	Velocidade e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 2008 HD2.	62
5.25	Velocidade e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 2008 HD2.	63
5.26	Velocidade e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 2009 HD2.	64
5.27	Velocidade e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 2009 HD2.	64
5.28	Representação dos pontos para as séries temporais de transporte de sedimentos e mudança de fundo	67
5.29	Séries temporais de transporte de sedimentos e mudança de fundo	69
5.30	Representação dos pontos de acúmulo e erosão de sedimentos para cada ano das simulações	71
6.1	Feição de um pontal arenoso recurvado devido à ação de frentes de ondas	75
6.2	Diagrama esquemático do comportamento da deriva litorânea	78

Lista de Tabelas

4.1	Sensor <i>Thematic Mapper</i> (TM): bandas espectrais, resoluções espectral, espacial e temporal e faixa imageada.	20
4.2	Comparação dos valores máximos, mínimos e médios de vazão para as séries históricas do rio Itanhém	22
4.3	Experimentos numéricos para o módulo de ondas.	32
4.4	Experimentos numéricos para módulo hidrodinâmico e de transporte de sedimentos.	33
5.1	Taxa de migração diária do pontal arenoso para o sul	38
5.2	Resultados das análises estatísticas das amostras de sedimento coletadas em outubro de 2008	41
5.3	Classificação por RMAE baseadas em Van Rijn <i>et al.</i> (2003).	46
5.4	Comparação dos valores de altura de onda obtidos nos diferentes testes dos experimentos numéricos e o valor encontrado por Lessa <i>et al.</i> (2005) na estação # 506.	47
5.5	Valores dos parâmetros coeficiente de viscosidade e resistência de fundo utilizados na calibração do módulo hidrodinâmico	48
5.6	Classificação dos dados de maré modelada e medida baseados no RMAE.	48
5.7	Classificação para a calibração dos dados de corrente modelada e medida baseados no RMAE.	49
5.8	Classificação para a validação dos dados de corrente modelada e medida baseados no RMAE.	50
5.9	Resumo dos dados hidrodinâmicos resultantes dos experimentos numéricos.	66

Capítulo 1

Introdução

A privilegiada situação geográfica e a diversidade de recursos naturais que a zona costeira oferece às atividades fundamentais do homem tais como alimentação, energia, recreação e transporte, motivaram a concentração da população nesta zona (ANDRADE; DOMINGUEZ, 2002). Dados estatísticos mostram que 20% da população brasileira e cerca de dois terços da população mundial vivem em municípios litorâneos ou em uma faixa estreita não superior a 20 km do mar (GUERRA; CUNHA, 1994; KOMAR, 1998).

As dificuldades naturais que a região litorânea apresenta, uma vez que é o limite de dois ambientes diferentes, onde são observados processos continentais e marinhos (KACZMAREK *et al.*, 2005), levou a população a estabelecer-se sem o estudo prévio dos processos relacionados a estas áreas. Desta maneira, foram construídas casas em áreas vulneráveis, molhes em locais inapropriados e diversas edificações que prejudicaram de alguma maneira os processos naturais, levando a sérios problemas erosivos com perda de propriedades (MUEHE; NICOLODI, 2008).

Estas perdas causam impacto econômico no setor imobiliário e de turismo, impacto social, humano e também impacto visual. Apesar dos processos erosivos acontecerem naturalmente, é somente nestes casos que eles são amplamente divulgados. Contudo, devemos reconhecer o papel da costa como um mecanismo protetor, ou seja, a praia serve como uma proteção natural entre o oceano e o continente, limitando a energia das ondas que se aproximam da costa. Estas ondas ao quebrar na praia dissipam a maior parte de sua energia antes de alcançar a linha de costa e as propriedades costeiras. Durante um evento de tempestade, a praia é capaz de modificar sua

inclinação e morfologia geral para dissipar as ondas (KOMAR, 1998).

Segundo Rossetti (2008), estima-se que, aproximadamente, 70% das praias arenosas do planeta estão em processo de erosão. Considerando que as populações em áreas costeiras estão aumentando significativamente, a erosão é uma importante preocupação para o futuro próximo. O entendimento das relações, das formas e dos processos sedimentares pode ajudar os cientistas a prever, mais acuradamente, os resultados de construções e modificações feitas em ambientes costeiros, de forma a minimizar futuras catástrofes.

Este entendimento envolve o conhecimento da morfologia destas regiões, ligada a condicionantes naturais de ordem geológica, climatológica e hidrodinâmica, que geram diferentes tipos de ambientes (FARACO, 2003). Também importante é o estudo da dinâmica costeira que envolve a avaliação da distribuição da energia das ondas, dos padrões de dispersão de sedimentos e do balanço de sedimentos ao longo da costa, contribuindo para identificar padrões de dispersão de sedimentos, evitando ou minimizando as perdas físicas e econômicas. Este conhecimento é muito importante também para a eventual instalação de obras de engenharia ao longo da costa, pois é fundamental identificar, por exemplo, se o local onde será construída a estrutura corresponde a uma região de convergência ou de divergência dos raios de onda, ou seja, de maior ou menor concentração de energia das ondas respectivamente (SILVA *et al.*, 2007).

1.1 Linha de costa e processos relacionados

As mudanças na linha de costa ocorrem devido a três processos em geral: o de maior importância é aquele relacionado às mudanças do nível da água resultantes dos ciclos glaciais; em segundo lugar está a ação das ondas, responsável principalmente pela configuração externa da linha de costa; e em terceiro lugar em importância está a ação da maré. Este último é o processo responsável pelas feições secundárias como os canais de maré (GIESE, 1988).

Dentro de uma escala de tempo menor que a dos ciclos glaciais, temos as ondas e marés como principais responsáveis pelas mudanças na costa. Segundo (ELIAS; VAN DER SPEK, 2006), marés e ondas geradas pelo vento são os processos naturais dominantes que regem o desenvolvimento morfológico.

O primeiro tipo de onda que influencia a costa é a chamada onda progressiva de superfície que é produzida pelo vento (DAVIS; FITZGERALD, 2004). As ondas geradas pelo vento são importantes agentes de transferência de energia, transmitindo para a costa a energia que obtiveram do vento na sua formação. A dissipação dessa energia na costa pode causar erosão ou ainda gerar uma variedade de correntes costeiras e padrões de transporte de sedimentos (KOMAR, 1998; BIRD, 1984).

As ondas em oceano profundo possuem cristas paralelas, mas conforme estas ondas se movem para águas mais rasas que seu comprimento de onda elas começam a "sentir o fundo" e conseqüentemente são modificadas. Quando a profundidade atinge menos da metade do comprimento de onda, os efeitos de atrito com o fundo marinho retardam a aproximação das ondas. Assim, o trem de ondas que se aproxima da costa e encontra pontos com diferentes profundidades apresentará mudanças em sua velocidade, desta maneira inclinando as cristas das ondas até que elas estejam paralelas aos contornos submarinos. Isto é conhecido como refração de onda (BIRD, 1984).

Segundo Komar (2000) a refração de onda resulta em áreas de convergência ou divergência dos raios de onda causando concentração ou dissipação de sua energia ao longo da linha de costa. A convergência e divergência dos raios de onda também resultam em ondas mais altas ou baixas. A água que se acumula em direção à praia, na zona de surfe, precisa encontrar um caminho para retornar ao mar aberto e este escoamento se faz nos pontos onde as ondas são mais baixas (GUERRA; CUNHA, 1994).

Na prática, assim como mencionado em Bird (1984) o estudo da morfodinâmica costeira tem como foco a incidência e dimensões das ondas que atingem a costa, as formas nas quais elas quebram, e os padrões de correntes que são gerados. O padrão de corrente que domina a circulação costeira depende em grande parte da aproximação das ondas com um ângulo oblíquo em relação à costa, que resulta em uma corrente longitudinal que flui paralelamente à ela. Esta corrente está confinada na zona de surfe, entre a linha de costa e a linha de quebra das ondas. Este tipo de corrente atua como um canal de um rio e é particularmente significativa no transporte longitudinal de sedimento. Estas correntes movem-se com poucas dezenas de centímetros por segundo, mas podem alcançar mais de um metro por segundo em condições de tempestade, que pode envolver centenas de quilômetros de mobilização de sedimentos ao longo da costa. (KOMAR, 1998; DAVIS; FITZGERALD, 2004).

Condições ótimas para a deriva longitudinal ocorrem quando as cristas se aproximam da linha de costa com um ângulo de 45° , quando a linha de costa é suave e não interrompida por promontórios, canais ou estuários, e quando o fundo marinho costeiro é também suave e possui uma fonte contínua de sedimento disponível (BIRD, 1984).

Correntes de deriva trabalham junto com as ondas no transporte de grandes volumes de sedimento ao longo da linha de costa. Conforme as ondas sofrem interferência do fundo quando empinam e quebram, grandes quantidades de sedimento são temporariamente colocadas em suspensão. O sedimento está mais concentrado no fundo da coluna de água, mas está presente em toda parte. Este sedimento suspenso e de fundo (*bed-load*) é então transportado ao longo da linha de costa pelas correntes de deriva (DAVIS; FITZGERALD, 2004) e resultará em uma nova configuração da linha de costa.

Desta maneira todos os processos descritos estão interligados resultando em um sistema de retroalimentação e ajuste mútuo, ou seja, a geometria da linha de costa e o regime de ondas dominante esforçam-se para atingir um equilíbrio ao longo da costa, que é principalmente moldada pela ação das ondas. Esta geometria desenvolve-se de tal forma a minimizar ou eliminar gradientes litorâneos na força de onda longitudinal e transversal. A morfologia emersa e submersa resultante tende a atingir um quase equilíbrio com o clima de onda a longo prazo e os padrões deposicionais dependem da distribuição espaço-temporal das forças de onda, sendo a última uma função da topografia submersa e da linha de costa (WRIGHT; COLEMAN, 1978).

1.2 Estuários e desembocaduras

A navegação nasceu milhares de anos atrás quando os primeiros homens descobriram a conveniência da viagem pela água em alguns rios ou canais intracosteiros. Conforme ele estendeu seu interesse pela navegação aos oceanos, os rios e estuários tornaram-se os portos nos quais as atividades marítimas do homem foram baseadas. Assim, o histórico da navegação revela que os estuários costeiros e as desembocaduras não foram apenas, mas ainda são, fatores de imensa importância cultural. As desembocaduras ocorrem ao longo da maior parte das linhas de costa sedimentares do mundo

todo. Elas são cada vez mais influenciadas por intervenções humanas devido à manutenção e estabilidade de canais costeiros, como dragagem e construção de molhes (BRUUN; GERRITSEN, 1960; ELIAS; VAN DER SPEK, 2006).

Segundo Pritchard (1955) o estuário é um corpo de água costeiro semifechado, com uma livre ligação com o oceano aberto, no interior do qual a água do mar é mensuravelmente diluída pela água doce oriunda da drenagem continental. Para Komar (1996), o volume de água dentro do prisma de maré do estuário contra o volume de descarga do rio durante um ciclo de maré, controla a hidráulica do sistema, o grau de estratificação, o movimento de sedimento, e consequentemente a morfologia do estuário como um todo. FitzGerald (1996) complementa que a dimensão do estuário e a direção do transporte de sedimentos são ainda governados, em grande extensão, pela água salgada do prisma de maré e as correntes de inversão de maré, respectivamente. Devido à interação de todos estes processos, os estuários estão entre as feições costeiras mais variáveis e mutáveis (PRICE, 1963; KOMAR, 1996; FITZGERALD, 1996).

As desembocaduras são definidas como a passagem entre o oceano e o estuário ou laguna adjacente compreendendo um canal e os corpos sedimentares associados (HAYES, 1980). Uma desembocadura pode ser dividida em três regiões principais: (1) a porção oceânica, que inclui o corpo sedimentar externo (delta de maré vazante) e um ou mais canais; (2) o canal principal, correspondente à região do canal com a mínima área da seção transversal; e, (3) a porção interna e seus corpos sedimentares (delta de maré enchente).

As desembocaduras possuem uma variedade de formas. Apesar da complexidade encontrada nestes ambientes, pesquisadores identificaram um *continuum* de morfologias que dependem da dominância relativa das marés e das ondas. A morfologia observada pode ser usada para estimar quais processos foram importantes no transporte de sedimentos, e também para deduzir as trajetórias da movimentação de sedimentos dentro do sistema (KOMAR, 1996). Assim, os estuários podem ser classificados em dois tipos básicos, um dominado por onda e outro dominado por marés, embora existam variações entre esses dois (figura 1.1).

Figura 1.1: Classificação das desembocaduras em quatro grupos principais: dominado por maré, energia mista linear (*straight*), energia mista (*offset*) e dominado por onda. Modificado de Davis & Barnard (2003).

As desembocaduras dominadas por ondas encontram-se em linhas de costa bastante retilíneas, essencialmente sem delta de maré vazante, ao contrário das desembocaduras dominadas por maré que apresentam extensos deltas de maré vazante; além disto, as desembocaduras dominadas por ondas apresentam migração devido à ação das correntes de deriva litorânea com formação de um pontal arenoso (DAVIS; BARNARD, 2003). Somados aos processos de maré e ondas, existem muitos outros controles externos atuantes nos estuários incluindo fornecimento de sedimentos, geometria da bacia, presença de leito rochoso, descarga fluvial e mudanças do nível do mar. Existem também controles secundários que representam interação entre dois ou mais fatores citados acima, como morfologia de delta de maré enchente e vazante e o padrão dos canais de maré (FITZGERALD, 1996).

O vento e a precipitação também possuem importante papel na determinação das forças das massas de água que passam pelos estuários. Ventos em direção ao mar inibem o fluxo de massas de águas em direção à costa e diminuem o volume de água que entra no estuário. Ventos em direção à costa intensificam o fluxo nesta direção e aumentam o volume de água que entra na bacia. A área da seção transversal em um estuário também determina as velocidades de correntes de enchente e de vazante que passam pelo canal. Estas correntes de reversão geralmente aceleram conforme se aproximam da desembocadura (OERTEL, 1975).

1.2.1 Deltas de maré enchente e deltas de maré vazante

Próximo à desembocadura de grandes rios, o equilíbrio entre o regime de ondas, topografia e feições deposicionais é perturbado pela introdução contínua de sedimentos de uma fonte externa ao sistema de transporte litorâneo (canais fluviais). Consequentemente nestas regiões, as formas resultantes não dependem apenas da força das ondas, mas também deste aporte de sedimento fluvial. Em conjunto produzem um amplo espectro de feições deposicionais variando desde aquelas que foram construídas apenas pelas desembocaduras até aquelas que refletem a total dominância das ondas no transporte de sedimentos (WRIGHT; COLEMAN, 1978).

As correntes de maré são responsáveis pela remoção contínua de sedimentos das costas adjacentes os quais são transportados para dentro do estuário. O sedimento que é carregado para dentro da baía pelas correntes de maré enchente e ondas de tempestade forma um ou mais deltas de maré enchente, e o sedimento transportado em direção ao mar pela corrente de vazante forma um delta de maré vazante (FITZGERALD, 1996; BOOTHROYD, 1985; BRUUN; GERRITSEN, 1960; OERTEL, 1975) (figura 1.2).

Figura 1.2: Esquema de um sistema idealizado de desembocadura dominada por maré indicando os principais elementos geomorfológicos, processos físicos e fenômenos. Modificado de Swart & Zimmerman (2009).

Os deltas de maré vazante não são importantes apenas como reservatórios de

areia permanentes e temporários, eles também influenciam fortemente a distribuição de energia de onda ao longo da linha de costa do estuário atuando como uma barreira natural à ação das ondas e sua retirada pode causar ou acelerar a erosão da linha de costa (FITZGERALD, 1996; FITZGERALD, 1988). As ondas tendem a devolver o sedimento dos bancos para a linha de costa e as marés tendem a empurrar este sedimento para fora novamente (DEAN; WALTON, 1975).

1.2.2 Estabilidade de desembocaduras, formação e rompimento de pontais arenosos e transferência de sedimentos (*bypassing*)

As configurações dos deltas de maré são determinadas pelas interações entre a drenagem do estuário e as correntes longitudinais na zona costeira (OERTEL, 1975). A presença da desembocadura e suas feições adjacentes interrompem o transporte de sedimento induzido pelas ondas ao longo da costa, afetando tanto o suprimento de areia para a linha de costa após a desembocadura, como também os padrões de erosão e deposição nas praias adjacentes (FITZGERALD, 1988).

A interrupção do transporte ocorre principalmente de duas maneiras, segundo Dominguez *et al.* (1983): pelo efeito de molhe hidráulico e pela migração da desembocadura. O efeito de molhe ocorre quando os fluxos provenientes do estuário oferecem uma barreira contra o transporte de sedimentos ao longo da costa. Como resultado, os sedimentos ficam retidos a barlar da desembocadura causando avanço da linha de costa nesta área; e a sotamar da desembocadura, a ação da deriva continua atuante, removendo os sedimentos e erodindo esta área, causando recuo da linha de costa. A migração da desembocadura ocorre através da presença de um trânsito litorâneo preferencial de sedimentos.

Desembocaduras de rios e entradas de lagoas são freqüentemente desviadas pelo crescimento de pontais, prolongados na direção da deriva longitudinal (BIRD, 1984; KOMAR, 1998). O desenvolvimento dos pontais arenosos é alimentado pela deriva litorânea de sedimentos, e seu sentido de crescimento constitui, portanto um bom indicador do sentido da deriva (KOMAR, 1998).

A estabilidade de uma desembocadura, e se ela migra ou não, é controlada por vários fatores, dentre eles a profundidade do canal, taxa de transporte longitudinal líquido de sedimentos e da estratigrafia regional (FITZGERALD, 1996; BRUUN; GERRIT-

SEN, 1960). Segundo Bruun & Gerritsen (1960) a maior parte das desembocaduras migra na direção da deriva litorânea prevalecente. Apenas alguns poucos casos elas migram na direção oposta. O depósito de sedimento resultante, maior a barlar do que a sotamar, força a vazão cada vez mais para sotamar, causando erosão contínua nesta área. Mas tal situação será limitada, pois provavelmente este canal formado pelo desvio da desembocadura será logo fechado e resultará em uma nova passagem feita por um rompimento causado em alguns casos devido ao excesso de água armazenada no canal e em outros casos devido à erosão pelas ondas e ação das correntes.

O rompimento do pontal resulta em uma grande quantidade de sedimento em forma de banco disponível novamente para o transporte a sotamar através da deriva litorânea. Este mecanismo é chamado de *bypassing*. FitzGerald (1988) definiu *bypassing* como o transporte de sedimento do lado a barlar da desembocadura para a linha de costa a sotamar. Bruun & Gerritsen (1959) foram os primeiros a descrever a importância e os mecanismos naturais do *bypassing*. Após este trabalho pioneiro vários pesquisadores elaboraram outros modelos de mecanismos de *bypassing* como FitzGerald (1982), FitzGerald (1988), FitzGerald *et al.* (2000) (figura 1.3).

Figura 1.3: Modelos de processos relacionados a estabilidade de desembocaduras e ruptura de barreira arenosa, segundo FitzGerald *et al.* (2000). Modelo 1: migração e ruptura, modelo 2: desembocaduras estáveis, modelo 3: ruptura do delta, modelo 4: mudança do canal, modelo 5: ruptura da plataforma e modelo 6: domínio por ondas

1.3 Modelagem numérica como ferramenta

A grande complexidade da zona costeira resulta em muitas dificuldades para o estudo da sua morfodinâmica, tanto pela quantidade de processos envolvidos e sua riqueza de detalhes e interações, como também pela diversidade de intervalos de tempo

que são relevantes para seu entendimento. Porém, como se trata de uma área com grande população e urgência de estudos para correto manejo de obras, houve a necessidade de um grande avanço no desenvolvimento de modelos numéricos para este fim. Deste modo, tornou-se possível modelar vários processos complexos que ocorrem nas áreas adjacentes a uma desembocadura como ondas, correntes, transporte de sedimentos e mudanças morfológicas (DE VRIEND; RIBBERING, 1996). Entretanto, devido ao amplo leque das escalas de tempo e espaço envolvidas nos processos em desembocaduras, surgem limitações na aplicação de modelos baseados em processos em grandes escalas de tempo (DE VRIEND; RIBBERING, 1996; VAN DE KREECKE, 1996).

Modelos baseados em processos são aqueles com base em princípios físicos fundamentais como conservação de massa, momentum e energia; e uso de equações matemáticas para descrever ondas, correntes, transporte de sedimentos e mudança do fundo. Este é o tipo de modelo que foi aplicado neste estudo e seu conceito básico é o acoplamento dos modelos das constituintes físicas (ondas, correntes e transporte de sedimentos) feito através de um módulo de evolução de fundo baseado na conservação de sedimento (DE VRIEND *et al.*, 1993). Com este acoplamento é possível interpretar padrões de evolução morfológica uma vez que existe um mecanismo de resposta entre a evolução morfológica e a hidrodinâmica e o transporte de sedimentos, que, segundo Wright & Thom (1977) é a própria definição de morfodinâmica: ajuste mútuo da topografia e dinâmica do fluido envolvendo o transporte de sedimento. Este mecanismo está ilustrado na figura 1.4.

Sendo assim, a aplicação de modelagem numérica em áreas costeiras é uma importante ferramenta que fornece uma alternativa com bom custo-benefício (comparado ao gasto realizado em campanhas) e que permite simular vários dias em apenas algumas horas. Segundo Ranasinghe & Pattiaratchi (1999) a abordagem de modelagem numérica não tem apenas um custo-benefício bom, mas é também muito versátil pois o efeito de um evento isolado pode facilmente ser examinado uma vez que o modelo permite livre manipulação das variáveis independentes. Além disto, os resultados modelados podem ajudar a preencher espacialmente e temporalmente as lacunas dos dados medidos em campo (SIEGLE, 2003).

Figura 1.4: Acoplamento das principais componentes da morfodinâmica, realizado através do transporte de sedimentos.

Capítulo 2

Objetivos

2.1 Geral

Entender os processos que controlam a dinâmica da desembocadura do estuário do rio Itanhém, Alcobaça, BA fornecendo subsídios para o seu correto manejo.

2.2 Específicos

- quantificar a migração da desembocadura ao longo das últimas décadas com base em imagens de satélite;
- avaliar as condições hidrodinâmicas na porção estuarina próxima à desembocadura com base em dados medidos *in situ*;
- avaliar a importância relativa das forçantes que controlam a dinâmica local através da aplicação de um modelo numérico hidrodinâmico e morfodinâmico.

Capítulo 3

Área de estudo

A área de estudo localiza-se na região costeira ao sul do estado da Bahia, abrangendo a planície costeira de Caravelas (figura 3.1). Na região costeira adjacente, está localizado o Parque Nacional Marinho dos Abrolhos, compreendendo recifes de corais, ilhas vulcânicas, bancos rasos e canais, ocupando uma área de aproximadamente 6.000 km^2 na parte norte do banco de Abrolhos (LEÃO, 2002).

É o sistema de recifes de corais mais extenso e rico do Oceano Atlântico Sul (LESSA; CIRANO, 2006), destacando-se as construções recifais dos Recifes das Timbebas, Parcel das Paredes, Parcel dos Abrolhos e os Recifes Sebastião Gomes, Coroa Vermelha e Viçosa. O banco é um alargamento da plataforma continental leste brasileira, que é irregular e de um modo geral bastante estreita (largura média 50 km). Costa afora, na altura da cidade de Caravelas, ela apresenta uma largura excepcional de cerca de 200 km (LEÃO, 2002). A região não é apenas importante pela sua biodiversidade, mas também por seu alto potencial econômico.

As praias deste trecho litorâneo tem direção geral N-S, sendo essencialmente planas, sem falésias ou costões (ADDAD, 1997). A cidade de Caravelas, próximo a Alcobaça, com sua planície costeira em forma de delta, forma a principal progradação da linha de costa no entorno da área de estudo (MUEHE; NICOLODI, 2008).

As marés são semi-diurnas com altura máxima de 2,3 m durante a sizígia e mínima de 0,5 m durante a quadratura (LEÃO, 2002). O clima na costa leste do Brasil é úmido com uma média de temperatura que varia entre 24° C no inverno e 27° C no verão. Julho é o mês mais frio do ano e março é o mais quente. Março, abril e maio são os meses mais chuvosos, concentrando 35% da toda a precipitação anual

Figura 3.1: Área de estudo: desembocadura do rio Itanhém localizada na cidade de Alcobaca, BA, Brasil. As linhas contínuas e pontilhadas representam isobatimétricas de 5 m e 10 m, respectivamente. Legenda em metros.

(NIMER, 1989). A circulação atmosférica da região apresenta um padrão que varia com a migração sazonal da célula anti-ciclônica do Atlântico Sul, representando a parte sul da área dos ventos alísios. Este sistema de ventos tem duas direções principais: nordeste e leste durante a primavera e o verão (outubro a março) e sudeste durante o outono e o inverno (abril a setembro) (AZEVEDO *et al.*, 2005; LEÃO, 2002).

A direção predominante das ondas reflete a direção predominante dos ventos, ou seja, existem duas sequências de ondas na área, as quais coincidem com o regime dos ventos (AZEVEDO *et al.*, 2005; LEÃO, 2002). As ondas que ocorrem durante a primavera e verão são predominantemente de leste, com alturas variando de 1 a 2 metros e períodos de 6 a 8 segundos. As ondas durante o inverno também são predominantemente de leste, com alturas entre 1 a 3 metros e períodos entre 6 a 10 segundos. As ondas de outono são predominantemente de sudeste com altura variando entre 1 a 3 metros e período entre 10 a 12 segundos (PIANCA *et al.*, 2010).

Os padrões de refração de onda mostram que as frentes-de-onda que chegam de SE e SSE refratam mais intensamente que aquelas que vêm de NE e E, devido ao fato das mesmas interagirem com o fundo primeiro que as últimas. Tal fato está associado à grande concentração de recifes que amortecem a energia destas ondas (DUTRA, 2003). Ao contrário das demais planícies costeiras encontradas na costa leste do Brasil, a formação da planície costeira de Caravelas não está relacionada à presença de um rio de grande vazão, mas sim, ao desenvolvimento de recifes de corais que constituem um obstáculo ao transporte de sedimentos da região (ANDRADE, 2000). As variações do nível do mar durante o Quaternário desempenharam um importante papel na evolução das regiões costeiras (DOMINGUEZ, 1990). Ao longo do Quaternário, a evolução geomorfológica desta região tem sido fortemente controlada pelas variações do nível médio do mar. Estas, por sua vez, modularam o desenvolvimento de recifes de corais que influenciam fortemente o padrão de circulação costeira (BITTENCOURT *et al.*, 2000; ANDRADE *et al.*, 2003) através da refração e difração de ondas.

O rio Itanhém deságua no mar no município de Alcobaça, sul da Bahia. Próximo à desembocadura, em direção à cabeceira do rio, forma-se um estuário constituído principalmente por sedimentos lamosos formando manguezais, e na região de encontro com o mar, os sedimentos são predominantemente arenosos. A desembocadura do rio Itanhém apresenta um pontal arenoso que cresce na direção sul, forçando

o desvio da mesma. A margem oposta ao pontal apresenta feições erosivas exibindo barrancos onde o rio retrabalha os sedimentos. O canal do rio Itanhém nesta parte possui em média 2 metros de profundidade, atingindo em alguns locais, profundidades superiores a 3 metros. Outra feição geomorfológica importante nessa parte do estuário é a formação de pequenas planícies de maré lamosas na restinga, que são inundadas apenas durante a maré cheia (RIBEIRO *et al.*, 2000).

O delta de maré vazante do rio Itanhém apresenta uma batimetria extremamente rasa, expondo diversos bancos de areia durante a maré baixa (figura 3.2). Neste período, a profundidade não ultrapassa 1 metro em toda a extensão estudada. Os bancos de areia estão orientados preferencialmente na direção leste-oeste alongados perpendicularmente à linha de costa. O canal principal do delta é a continuação do canal fluvial do rio Itanhém em mar aberto e, lateralmente a este, entre os bancos de areia, ocorrem pequenos canais distributários, geralmente paralelos ou perpendiculares à costa (RIBEIRO *et al.*, 2000). Quando a maré está baixa, ficam evidentes vários bancos de areia ao longo do estuário. É comum ver barcos encalhados à espera da maré cheia (figura 3.3), pois eles só conseguem se locomover neste período.

Figura 3.2: Batimetria e delta de maré vazante da desembocadura do rio Itanhém. Fonte: (RIBEIRO *et al.*, 2000)

Figura 3.3: Barcos encalhados na maré baixa no estuário do rio Itanhém (outubro de 2008)

Capítulo 4

Métodos

Este trabalho adota uma abordagem combinada entre o uso de imagens de satélite e dados coletados em campo para o desenvolvimento de experimentos numéricos utilizando o modelo MIKE 21 FM. As linhas de costa determinadas através das imagens de satélite e os dados de velocidade das correntes, maré e sedimento, obtidos nos experimentos de campo, serão utilizados como dados de entrada, calibração e validação do modelo. Dados complementares de clima de ondas obtidos através do modelo WAVEWATCHIII e previsão de maré disponibilizada pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil, complementam a base de dados necessária para os experimentos numéricos.

4.1 Imagens de satélite

A migração e a transformação do pontal arenoso associado à desembocadura do rio Itanhém foram analisadas através de imagens de satélite (LANDSAT 5 TM) disponíveis no banco de dados do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

A série LANDSAT foi iniciada no final da década de 1960 a partir de um projeto desenvolvido pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), dedicado exclusivamente à observação dos recursos naturais terrestres. O sensor utilizado foi o TM (*Thematic Mapper*). Ele foi escolhido principalmente devido a sua resolução espacial, uma vez que a ordem de grandeza da feição analisada (10^2 m) é consideravelmente maior que a resolução espacial da imagem de satélite, conforme a tabela 4.1.

Tabela 4.1: Sensor *Thematic Mapper* (TM): bandas espectrais, resoluções espectral, espacial e temporal e faixa imageada.

Banda	Resolução			Faixa imageada
	espectral	espacial	temporal	
1	0.45 – 0.52 μm	30 m	16 dias	185 km
2	0.52 – 0.60 μm			
3	0.63 – 0.69 μm			
4	0.76 – 0.90 μm			
5	1.55 – 1.75 μm	120 m		
6	10.4 – 12.5 μm			
7	2.08 – 2.35 μm	30 m		

Foram selecionadas no catálogo LANDSAT imagens desde 1984 que apresentassem mínima cobertura de nuvens sobre a região de estudo. Através deste critério, sete imagens, correspondente aos períodos de 07/1987, 08/1990, 09/1996, 07/2007, 03/2008, 06/2009 e 08/2009 foram analisadas.

Estas imagens foram georeferenciadas e retificadas através do software *Global Mapper 9.0*. Para georreferenciar as imagens, todos os dados utilizados foram convertidos para o mesmo sistema de referência, na projeção UTM (*Universal Transverse Mercator*) zona 24 K e adotou-se o datum planimétrico SAD-69 (*South American Datum 1969*). Na retificação, foram escolhidos 22 pontos de controle, tomando como base a imagem de 1987. A partir desta, todas as outras imagens foram retificadas, e as linhas de costa digitalizadas.

Para a digitalização utilizou-se a banda 4, pois nesta banda os corpos de água absorvem muita energia e ficam escuros, permitindo o mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos de água. Todas as imagens foram digitalizadas com a mesma escala. A avaliação da evolução da linha de costa foi feita pela sobreposição e análise comparativa das imagens realizada através do software *Surfer 8.02 (Golden Software)*.

4.2 Clima de ondas

O clima de ondas para a área de estudo foi determinado através dos resultados do modelo WAVEWATCHIII, desenvolvido pelo NCEP (*National Center for Environmental Prediction*) da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*),

nos Estados Unidos (TOLMAN, 1999).

O modelo utiliza a equação do balanço da densidade de ação espectral para o espectro direcional da onda. São incluídos o crescimento, refração e decaimento para cada frequência e períodos específicos das ondas, fornecendo características completas e realistas do campo de ondas. O modelo inclui os processos físicos de refração e deformação do campo de ondas devido às variações espaciais e temporais da profundidade e corrente médias, crescimento e decaimento da onda devido ao vento, interações não-lineares, dissipação devido ao efeito do vento na quebra da onda (*white-capping*), e fricção com o fundo. O modelo possui resolução espacial de $1^\circ \times 1.25^\circ$, na latitude e longitude, respectivamente, com a grade variando de 78° N a 78° S, e utiliza campos de vento e diferenças de temperatura ar-mar como dados de entrada (PIANCA *et al.*, 2010). Maiores detalhes podem ser encontrados em Tolman (1999).

Os dados de altura significativa e período fornecidos pelo WAVEWATCHIII serão utilizados como dado de entrada para o módulo de ondas do modelo MIKE 21.

4.3 Vazão do rio Itanhém

A vazão para o rio Itanhém foi obtida através do sistema de informações hidrológicas (*HidroWeb*) da Agência Nacional de Águas. O sistema *HidroWeb* fornece séries históricas da vazão do rio desde 1970. As médias mensais das séries históricas foram utilizadas para verificar a variação da vazão ao longo dos anos (figura 4.1).

Foram separados os dados de vazão de agosto de 2007 e janeiro de 2008, referentes às datas das campanhas realizadas em campo, e calculou-se a média destes valores para serem usados como dado de entrada na calibração do módulo hidrodinâmico do modelo numérico MIKE 21. A média para agosto de 2007 foi $22,01 \text{ m}^3/\text{s}$ e para janeiro foi $22,81 \text{ m}^3/\text{s}$. Vale observar que janeiro de 2008 foi um mês atípico em comparação com outros anos, pois choveu pouco (tabela 4.2). Para as simulações o valor utilizado ($35,53 \text{ m}^3/\text{s}$) representa um valor médio de vazão calculado a partir dos dados históricos.

Tabela 4.2: Comparação dos valores máximos, mínimos e médios de vazão para as séries históricas do rio Itanhém em períodos de meses secos (agosto–setembro) e meses chuvosos (dezembro–janeiro).

Fonte: Agência Nacional de Águas.

Período	Vazão (m^3/s)		
	Máxima	Mínima	Média
Agosto – Setembro	31,6	16,2	21,3
Dezembro – Fevereiro	107,7	21,8	49,3

Figura 4.1: Série histórica das médias anuais (acima) e mensais (abaixo) das vazões do rio Itanhém (Alcobaça, BA) entre 1970 e 2009. Fonte: Agência Nacional de Águas (ANA).

4.4 Experimentos de campo

Como parte do projeto Instituto do Milênio - Pro-Abrolhos (CNPq) foram efetuados quatro experimentos de campo na porção estuarina adjacente à desembocadura do rio Itanhém. Esses experimentos visaram a obtenção de um número máximo de variáveis físicas da região de interesse para diferentes condições de maré e descarga.

Os experimentos foram realizados em 23 e 29 de agosto de 2007 e 17 e 24 de janeiro de 2008 para as condições de maré de quadratura e sizígia, respectivamente em cada período. Um aspecto diferencial entre os experimentos foi a abertura da barreira arenosa em frente ao canal estuarino entre agosto de 2007 e janeiro de 2008. Uma parte dos dados foi coletada em uma estação fixa, localizada em 17°33'03" S e 39°11'32" W, próximo à desembocadura do rio. Outra parte foi coletada um percurso longitudinal ao rio Itanhém, em direção à montante. Os dados medidos ao longo de 13 horas para cada experimento incluíram:

- velocidade e direção das correntes obtidos através de perfis verticais a cada 30 minutos;
- concentração de material particulado em suspensão (turbidez);
- salinidade, temperatura e pressão na coluna de água.

Os dados medidos ao longo do percurso longitudinal incluíram:

- dados de batimetria
- turbidez
- salinidade

Para o presente trabalho foram utilizados dados da estação fixa de velocidade e direção das correntes, profundidade (pressão) da coluna de água, e os dados de batimetria obtidos no percurso longitudinal. Para as medidas da estação fixa foram utilizados um CTD (modelo RBR XR-420) e um correntógrafo Valeport (modelo MKIII 308).

Outra campanha de coleta de dados foi realizada em outubro de 2008 ao longo do canal do rio Itanhém para coleta de amostras de sedimento, com a maior parte destas

Figura 4.2: Pontos de coleta de sedimento ao longo do canal do rio Itanhém e na região da desembocadura.

amostras concentradas na região da barra e da desembocadura (figura 4.2). No total foram 26 amostras coletadas utilizando um pegador Van-Veen (figura 4.3), que foram etiquetadas, acondicionadas em sacos plásticos e congeladas.

4.5 Processamento dos dados de campo

4.5.1 Análise granulométrica

Em laboratório as amostras de sedimento foram liofilizadas e após este procedimento pesou-se 40 g para as análises de matéria orgânica, carbonato de cálcio e granulometria. Após a retirada de matéria orgânica e carbonato de cálcio (que não serão utilizados neste trabalho), utilizou-se o restante da amostra para a granulometria seguindo os métodos tradicionais de pipetagem e peneiramento (SUGUIO, 1973).

O peneiramento seco consiste em passar o sedimento por 11 peneiras sobrepostas, com aberturas de malha em ordem decrescente em intervalos de $1/2 \phi$ da es-

Figura 4.3: Imagem do sedimento coletado na campanha de outubro de 2008.

cala de Wentworth (1922). Estas peneiras foram colocadas em uma estrutura vibratória (*Rotape*) que separa a amostra nas diferentes frações. Após 10 minutos de vibração, pesou-se o material retido em cada peneira.

O peneiramento úmido consiste em passar a amostra de sedimento pela peneira com malha de abertura 0.062 mm com o auxílio de água. O que ficar retido na peneira deve ser lavado em papel filtro e secar em estufa (aproximadamente 60° C) para passar pelo peneiramento seco, descrito acima. O material que passar pela peneira de 0.062 mm coloca-se em uma proveta para realizar a pipetagem. A pipetagem consiste em retirar alíquotas da amostra analisada a cada tempo estipulado segundo a velocidade de decantação das partículas calculada pela lei de Stokes, e secar em estufa. Após secagem o conteúdo de cada alíquota é pesado.

O tratamento dos dados granulométricos foi realizado com o programa *Sysgran 3.0* (CAMARGO, 2006) que forneceu análise estatística indicando o tipo de sedimento encontrado, histograma das frações de sedimento, multi-análises de Folk & Ward (1957) e Diagrama de Shepard (1954). Estes parâmetros estatísticos serão considerados para o módulo de transporte de sedimento do MIKE 21, mais especificamente o tamanho médio do grão (d_{50}) e o desvio geométrico ($\sigma = \sqrt{\frac{d_{84}}{d_{16}}}$).

4.5.2 Maré e corrente

Os dados de maré foram coletados durante as duas campanhas realizadas. Para a campanha em Alcobaça, a maré foi extraída dos dados do CTD fundeado apenas na campanha de 2008. Os dados de 2007 foram extraídos de marégrafos fundeados em Caravelas (BA) (dados sinóticos). Estes dados foram analisados e preparados para

utilização como dados de entrada do módulo hidrodinâmico do MIKE 21 e também para correção dos dados de batimetria ao longo do canal. Para esta correção, utilizou-se o banco de dados de maré da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM), uma vez que as cartas náuticas utilizadas neste projeto, para obtenção da batimetria, são referenciadas por este banco de dados.

Os dados hidrodinâmicos utilizados neste trabalho foram fornecidos pelos professores Luiz Bruner de Miranda e Carlos Augusto França Schettini, e incluem a velocidade (m/s) e direção (graus) das correntes do canal estuarino. Os dados foram coletados com correntometro e foram tratados no programa *Matlab 7.0*, com base na metodologia descrita em Miranda *et al.* (2002). Os dados de velocidade foram decompostos para velocidade longitudinal (u) e transversal (v) considerando-se um referencial Oxy , sendo o eixo Ox orientado positivamente estuário abaixo.

4.5.3 Dados de batimetria

A batimetria foi determinada durante as coletas de campo nas campanhas citadas acima e de digitalização de cartas náuticas. Os dados de campo, dentro do canal do estuário, foram coletados em 29 de agosto de 2007, em um perfilamento longitudinal ao rio Itanhém, através da Eco-sonda Furuno LS-4100 e GPS Garmim 12 XL. A batimetria da região oceânica adjacente à desembocadura foi obtida digitalizando-se pontos da carta náutica nº. 1310, disponível no site http://www.mar.mil.br/dhn/chm/cartas/car_nacionais.html. Estas cartas foram georreferenciadas e os pontos foram digitalizados com o software *Didger 3* e exportados como base da grade que será utilizada nos módulos do modelo numérico MIKE 21.

Os dados coletados nas campanhas não representam os dados reais de batimetria pois estão sob efeito das marés. Para sua correção utilizou-se os dados de maré obtidos do banco de dados da DHN. Assim, removeu-se o efeito da maré obtendo-se apenas o valor real da batimetria nos pontos coletados. Algumas áreas da região estudada apresentam vegetação de mangue que devem ser consideradas na grade do modelo, pois representam áreas de alagamento. O contorno destas áreas foram digitalizadas através de imagens de satélite, no programa Global Mapper 9.

4.6 Modelagem numérica

O modelo numérico aplicado neste trabalho é o MIKE 21 FM, desenvolvido pela DHI Water & Environment. O desenvolvimento do MIKE 21 iniciou-se em 1970, e desde então estendeu-se para diferentes aplicações (ABBOTT *et al.*, 1981; ABBOTT; LARSEN, 1985). De Vriend & Ribbering (1996) classificaram diferentes tipos de modelo de acordo com as escalas dos processos morfodinâmicos modelados, e o modelo utilizado neste estudo é um modelo baseado em processos, ou seja, baseado nos princípios físicos (conservação de massa, momento, energia, etc) e usa equações matemáticas para descrever as ondas, correntes, transporte de sedimentos e mudança do fundo.

Segundo De Vriend *et al.* (1993), os modelos de evolução costeira multidimensionais geralmente começam a partir de um número padrão de modelos de processos físicos (ondas, correntes, transporte de sedimentos), os quais são acoplados através de um módulo de evolução do fundo baseado na conservação de sedimentos. Assim, a topografia de fundo modificada é utilizada dentro do módulo hidrodinâmico e de transporte de sedimento gerando desta maneira um sistema de retroalimentação que descreve a evolução temporal do fundo.

São três os módulos do modelo numérico que foram aplicados: o modelo hidrodinâmico; o modelo de propagação de ondas e de transporte de sedimentos, sendo que o modelo MIKE21 FM opera com o módulo morfodinâmico, existindo a retroalimentação da evolução morfológica com a hidrodinâmica ao longo da simulação.

4.6.1 Módulo de ondas

O módulo de ondas (MIKE 21 SW) é um modelo para ondas geradas pelo vento, que descreve a propagação, crescimento e decaimento de ondas de curto período em áreas costeiras. O modelo inclui os efeitos de refração e empinamento de ondas em função da profundidade, geração de ondas pelo vento, e dissipação de energia em função do atrito com o fundo e quebra de onda, dissipação devido à quebra da crista da onda por efeito do vento (*white-capping*), interações não-lineares entre ondas, interação entre corrente e onda, e efeito da variação temporal da subida e descida do nível da água. As equações básicas do MIKE21 SW são baseadas na abordagem

proposta por Holthuijsen *et al.* (1989). Este módulo é utilizado para avaliação do clima de ondas em áreas costeiras e oceânicas nos modos de validação e previsão. Ele também é utilizado no cálculo do transporte de sedimento, o qual é em grande parte determinado pelas condições de onda e associado às correntes por elas induzidas.

Os dados de entrada para o modelo são os dados batimétricos, já incluídos e interpolados na malha do modelo, e os dados de altura significativa e período das ondas, como descrito na seção 4.2. O parâmetro modificado para o ajuste deste módulo foi o atrito com o fundo (*bottom friction*), já que em ambientes dominados por areia, terá influência do tamanho do grão do sedimento e de formas de fundo (NIELSEN, 1979; RAUDKIVI, 1988).

4.6.2 Módulo hidrodinâmico

Módulo hidrodinâmico é baseado em uma malha flexível e assim favorece utilização em áreas onde o escoamento, transporte e variação do nível da água são relevantes. Os principais dados de entrada para o modelo são os dados batimétricos, coeficientes de resistência do fundo e de viscosidade, e condições de contorno de ventos, de nível de água e/ou fluxos. O modelo permite a inclusão de áreas alagadas/expostas (*wetting/drying*) no domínio.

O coeficiente de atrito com o fundo e a viscosidade variaram de acordo com a batimetria, os dados de vento não foram utilizados pois seus efeitos não influenciariam a região estudada na escala abordada, os dados de maré utilizados de entrada são aqueles descritos na seção 4.5.2, assim como os dados de vazão citados na seção 4.3. As áreas correspondentes aos mangues foram incluídas como áreas de alagamento no domínio.

4.6.3 Módulo de transporte de sedimentos

O módulo de transporte de sedimentos (MIKE 21 ST) calcula a taxa de erosão, o transporte de sedimentos não-coesivos e a deposição destes devido a apenas a ação das correntes, ou a combinação da ação das correntes e da ação das ondas, e calcula as mudanças iniciais da morfologia de fundo associadas. As taxas são calculadas em uma grade cobrindo toda a área de interesse com base nos dados obtidos no módulo hidrodinâmico e no módulo de ondas, juntamente com as características do material

de fundo (ver seção 4.5.1). Os fenômenos e seus efeitos incluídos nas simulações das taxas de transporte são: a ação de correntes ou a ação das mesmas em combinação com a ação das ondas; quebra e/ou não quebra de ondas; grau e/ou uniformidade do material de fundo; e fundo plano ou ondulado.

Os dados de entrada básicos para este módulo são as características dos sedimentos como o tamanho do grão e o desvio padrão geométrico, e as forçantes como ondas e correntes. As características do sedimento foram obtidas através das análises granulométricas e as forçantes são obtidas dos resultados dos módulos de propagação de onda e do módulo hidrodinâmico. O parâmetro de resistência de fundo utilizado no módulo de sedimentos foi o mesmo utilizado no módulo hidrodinâmico, com o número de *Chezy* variando de acordo com a profundidade.

4.6.4 Domínio do modelo

O MIKE 21 é um modelo de duas dimensões (2D) sendo que no presente estudo a estratificação vertical foi negligenciada, assumindo que os fluxos sejam barotrópicos. O modelo utiliza no domínio horizontal a coordenada cartesiana. Para criar as malhas que foram utilizadas no modelo, utilizou-se o *Mesh Generator*, do MIKE Zero. Nele foi possível importar as linhas de costa digitalizadas, os dados de batimetria e os contornos da região de manguezal.

Para este estudo foram criados dois grupos de malhas diferentes, um para o módulo de ondas e outro para o módulo hidrodinâmico (que será utilizada também para o módulo de transporte de sedimentos) pois cada módulo exige um detalhamento maior ou menor da área de estudo. As malhas utilizadas no módulo hidrodinâmico foram diferentes para os anos de 1987, 1990, 1996, 2007, 2008 e 2009.

A malha para o módulo de ondas incluiu uma área maior, abrangendo os parais de Abrolhos que terão influencia na propagação das ondas. Como uma área maior da malha elevou consideravelmente o tempo computacional da modelagem, foram excluídos os canais do rio Itanhém, uma vez que neste módulo eles não sofreriam influencia considerável. Nesta malha utilizou-se maior resolução próximo à área de estudo (figura 4.4). As dimensões da malha são 116 km na direção zonal e 91 km na direção meridional e os dados batimétricos variam de 0 m a -2100 m. Os contornos norte, leste e sul foram mantidos abertos e a eles foram atribuídos os arquivos de ondas

Figura 4.4: Detalhe da malha utilizada com o módulo de ondas MIKE 21 SW. Legenda corresponde à batimetria em metros.

gerados pelo WAVEWATCHIII.

A malha para o módulo hidrodinâmico abrange uma área menor, dando ênfase para a desembocadura e o canal estuarino, incluindo áreas de alagamento como os mangues. A região de drenagem foi representada por um reservatório de água com área aproximadamente similar à do estuário, assim foi possível incluir a descarga fluvial (vazão) e diminuir o tempo computacional. Assim como no módulo de ondas, utilizou-se maior resolução próximo à costa e dentro do estuário. Esta malha possui aproximadamente 40 *km* na direção zonal e 28 *km* na direção meridional. Os dados batimétricos variam de +2 *m* até abaixo de -26 *m*. Os contornos norte, leste e sul foram mantidos abertos aos quais foram atribuídos os valores de maré corrigidos, e ao novo contorno criado no reservatório foram especificados os valores de vazão.

Algumas modificações foram feitas nesta malha, pois para cada ano (1987, 1990, 1996, 2007, 2008 e 2009) o pontal arenoso associado à desembocadura sofreu modificações, o que mudaria possivelmente a hidrodinâmica do local (figura 4.6). Um exemplo de malha para o módulo hidrodinâmico está ilustrado na figura 4.5.

Figura 4.5: Exemplo de malha utilizada com o módulo hidrodinâmico. Legenda corresponde à batimetria em metros.

4.6.5 Experimentos numéricos

A execução de diferentes experimentos numéricos visa o entendimento do comportamento da área de interesse. Esses experimentos foram conduzidos de forma a permitir a avaliação da importância relativa das forçantes no controle da dinâmica do ambiente e quantificar parâmetros relativos ao balanço de sedimentos.

Para o módulo de ondas, foram feitas três simulações, de três dias cada, baseadas na direção de propagação das ondas. A escolha foi feita através dos dados dos histogramas direcionais das ondas, apresentados na seção 5, que mostrou direções de onda predominantes para cada estação do ano. Com base nisso separou-se os dados históricos para cada intervalo de direção (dir) típica sazonal da região e escolheu-se um valor representativo da altura de onda significativa (H_{sig}) e seu período (T) correspondente. Denominou-se Q1 as ondas de nordeste, Q2 as ondas de leste e Q3 as ondas de sudeste. Baseado em observações de imagens de satélite e na análise da potência de onda calculada utilizando dados do WAVEWATCHIII, foi feito um experimento adicional para simular uma condição de rompimento do pontal arenoso, denominado QR. Os parâmetros utilizados estão listados na tabela 4.3.

Para o módulo hidrodinâmico e de sedimento, foram feitas três simulações de três dias cada, para cada ano (1987, 1990, 1996, 2007, 2008 e 2009), sendo cada uma delas referente a uma condição de onda diferente citada na tabela 4.3. Para cada ano utilizou-se a malha de linha de costa e contornos batimétricos correspondentes, e foi

Figura 4.6: Detalhe da configuração da desembocadura utilizada nas simulações do módulo hidrodinâmico para cada ano indicado na legenda.

Tabela 4.3: Experimentos numéricos para o módulo de ondas.

Experimento	Dir(°)	$H_{sig}(m)$	$T(s)$
Q1	45	1,36	5,49
Q2	90	1,39	7,21
Q3	135	1,55	10,00
QR	107,68	4,25	10,27

Tabela 4.4: Experimentos numéricos para módulo hidrodinâmico e de transporte de sedimentos.

Ano	Experimento	Vazão (m^3/s)	Maré (m)	Onda
1987	HD1	35, 53	sizígia	Q1
	HD2			Q2
	HD3			Q3
1990	HD1	35, 53	sizígia	Q1
	HD2			Q2
	HD3			Q3
1996	HD1	35, 53	sizígia	Q1
	HD2			Q2
	HD3			Q3
2007	HD1	35, 53	sizígia	Q1
	HD2			Q2
	HD3			Q3
2008	HD1	35, 53	sizígia	Q1
	HD2			Q2
	HD3			Q3
2009	HD1	35, 53	sizígia	Q1
	HD2			Q2
	HD3			Q3

atribuído um valor médio dos dados históricos para a vazão e condições de maré de sizígia (tabela 4.4). Para fins comparativos foram feitos testes prévios com valores de vazão histórica mínima ($4 m^3/s$) e máxima ($190 m^3/s$), no entanto a mudança deste parâmetro não alterou os resultados, por isto foi utilizado um valor médio.

Capítulo 5

Resultados

5.1 Imagens de satélite

A evolução morfológica da desembocadura do rio Itanhém será descrita com base nas imagens de satélite e digitalização das linhas de costa referentes a cada ano analisado. A figura 5.1 mostra a evolução temporal do pontal arenoso associado à desembocadura para os anos de 1987, 1990, 1996, 2007, 2008 e 2009.

A imagem de 1987 foi utilizada como base para as análises das linhas de costa digitalizadas. A figura 5.2 mostra uma composição das linhas digitalizadas referentes às datas de 07/1987, 08/1990, 09/1996, 07/2007, 03/2008, 06/2009 e 08/2009, na desembocadura do rio Itanhém e seu entorno. Estas linhas foram dispostas como 1987 (mapa base) e 1990 (linha pontilhada); 1990 (mapa base) e 1996 (linha pontilhada) e assim sucessivamente. Através da análise comparativa desta composição e das imagens de satélite foi possível visualizar alterações morfológicas importantes ocorridas ao longo do período de tempo estudado.

Observa-se nas figuras 5.1 e 5.2 a formação de um pontal arenoso que cresceu na direção sul, e conseqüentemente houve a migração da desembocadura do rio para a mesma direção. De julho de 1987 a setembro de 1990 (figura 5.2 (a)) este pontal cresceu cerca de 630 metros, apresentando uma feição arredondada no extremo sul e reduzindo a largura da desembocadura de 180 metros para 140 metros. A desembocadura, que antes encontrava-se aberta na direção leste, sofreu desvio para sul. Próximo desta, observa-se uma feição de acumulação na linha de costa que apresenta migração no mesmo sentido, sem modificar seu tamanho. Entre setembro de 1990 e agosto de

Figura 5.1: Imagens LANDSAT-5 TM da área de estudo: 1987, 1990, 1996, 2007, 2008 e 2009.

1996 (figura 5.2 (b)) o pontal apresentou crescimento de 640 metros. Foi observado que o extremo sul do pontal apresentou uma feição recurvada com direção para dentro do canal, com algumas reentrâncias na sua parte interna. A feição de acreção, presente em 1987 e 1990, foi erodida, tornando assim a linha de costa mais retilínea.

De agosto de 1996 a julho de 2007 (figura 5.2 (c)) o pontal cresceu 890 metros para sul, mas manteve sua configuração como em 1996, ou seja, mostrou-se levemente recurvado em direção ao canal e apresentou reentrâncias na parte interna do pontal. Em 2007 o canal formado pelo crescimento do pontal alcançou mais de 2 km. A linha de costa ao sul do canal se manteve retilínea. Entre julho de 2007 e março de 2008 (figura 5.2 (d)) observa-se a ruptura do pontal em frente à antiga desembocadura de 1987, deixando o rio com duas desembocaduras. A nova abertura apresentou largura de cerca de 336 metros e o que era o pontal tornou-se um banco arenoso de aproximadamente 1840 metros de comprimento. O banco não sofreu muitas alterações com relação a sua configuração em 2007, mas em seu extremo sul, ocorreu migração para sudeste e crescimento de 130 metros.

Figura 5.2: Composições de linhas de costa digitalizadas mostrando evolução do pontal arenoso associado à desembocadura do rio Itanhém. A linha contínua representa o ano do mapa base e a linha pontilhada representa o próximo ano de observação. O círculo cheio na figura (a) mostra o ponto de referência para as medidas de crescimento do pontal.

Figura 5.3: Representação do crescimento e rompimento do pontal. A cor marrom representa o pontal, o intervalo branco representa a largura da nova desembocadura e a cor laranja representa o banco formado pelo rompimento do pontal. O eixo y está orientado positivamente para o norte.

Entre março de 2008 e junho de 2009 (figura 5.2 (e)) a margem norte da nova desembocadura migrou para sudeste com crescimento de 280 metros. Na margem oposta, dentro do canal, observa-se uma feição de acresção que contribuiu para diminuir a largura do antigo canal. O banco arenoso migrou em direção à linha de costa, na margem interna do canal. Este por sua vez tornou-se mais estreito em relação a 2008. Na ponta norte do banco houve crescimento para dentro do canal, e na ponta sul do banco observa-se migração para sudoeste, contribuindo para redução da largura da desembocadura do antigo canal. Ao sul da desembocadura, nota-se uma progradação da linha de costa com o acúmulo de sedimentos.

De junho de 2009 a agosto de 2009 (figura 5.2 (f)) observa-se grande erosão na margem norte da nova desembocadura, equivalente a cerca de 190 metros, desta maneira alargando a desembocadura. Esta margem apresentou-se semelhante àquela observada em 1987. A margem oposta também apresentou erosão, aumentando a largura do antigo canal neste trecho. Observa-se migração do banco em direção à costa, com alguns trechos de erosão no seu lado interno. A parte norte do banco sofreu erosão na margem voltada para o mar, assim como em todo seu comprimento. A parte sul do banco apresentou erosão, mas também observou-se ponto de acresção na margem interna do banco, na região da antiga desembocadura, resultando em um estreitamento da mesma.

Figura 5.4: Taxa de crescimento médio (em m/dia) do pontal arenoso na desembocadura do rio Itanhém. Valores positivos representam acresção e valores negativos representam erosão.

Tabela 5.1: Taxa de migração diária do pontal arenoso para o sul. Valores positivos indicam acresção e valores negativos indicam erosão.

Período	Dias	Taxa (m/dia)
12/07/1987 a 06/09/1990	1154	0,55
06/09/1990 a 05/08/1996	2160	0,30
05/08/1996 a 19/07/2007	4004	0,22
19/07/2007 a 15/03/2008	236	-1,44
15/03/2008 a 22/06/2009	463	0,60
22/06/2009 a 25/08/2009	63	-3,17

A figura 5.3 resume para fins comparativos as etapas das mudanças morfológicas descritas acima. Tomou-se como referência a imagem de 1987 para estimar o crescimento do pontal, a ruptura, a largura da nova desembocadura formada pelo pontal rompido e o tamanho do banco formado após este rompimento. A localização do ponto zero é a margem norte da desembocadura em 1987, representado na figura 5.2 (a) como um círculo cheio. Deste modo, estimou-se a taxa de crescimento do pontal, apresentada na tabela 5.1 e ilustrada através da figura 5.4. Nota-se que existe um aumento contínuo do pontal para sul até 2007, com taxas de crescimento variando entre 0,22 m/dia a 0,55 m/dia. No período entre 2007 e 2008 ocorreu a ruptura do pontal na área próxima à linha zero de referência utilizada na figura 5.3. Este evento pode ser identificado também pelo valor negativo encontrado na taxa de crescimento do pontal, que chega a 1,44 m/dia. Nota-se que ao sul do banco formado pela ruptura do pontal não houve crescimento.

Em junho de 2009 a nova desembocadura encontra-se mais estreita, com avanço do novo pontal com taxa de 0,60 m/dia e o banco arenoso também apresentou crescimento para sul. O período entre junho de 2009 e agosto de 2009 foi marcado por uma rápida retração do novo pontal com taxa de 3,17 m/dia e, assim como em 2008, o banco não apresentou crescimento.

5.2 Análise granulométrica

Os resultados da análise granulométrica do programa SYSGRAN 3 estão representados na tabela 5.2. As análises são baseadas em Folk & Ward (1957), sendo que os valores foram transformados de phi (ϕ) para milímetros (mm) uma vez que esta é a unidade que será utilizada nos dados de entrada para o módulo de sedimentos do MIKE 21 (PAGE, 1955; CAMARGO, 2006). O sedimento foi classificado na maioria como areia média, variando entre areia fina até areia muito grossa. A classificação para seleção foi moderadamente selecionado para a maioria das amostras, variando entre muito pobremente selecionado até moderadamente selecionado. Para a assimetria, esta foi classificada como aproximadamente simétrica para a maioria das amostras, variando entre negativa e muito positiva. Isto também fica evidente quando plotamos os pontos de coleta no diagrama de Shepard (1954) (figura 5.5), onde a maioria das

Figura 5.5: Diagrama de Shepard obtido pelo programa SYSGRAN para as amostras de sedimento coletadas em outubro de 2008.

amostras estão concentradas na convenção de número 9 - areia.

A figura 5.6 ilustra a distribuição de sedimentos na região da desembocadura do rio Itanhém mostrando alguns pontos com areia muito grossa e trechos de areia grossa principalmente próximos às duas desembocaduras. Dentro do novo canal ocorre areia média próximo à margem esquerda e areia fina na margem direita. Subindo o rio em direção à montante notou-se trechos de areia grossa seguidos por areia média a grossa.

5.3 Clima de ondas

Para representar os resultados do clima de ondas foram feitos histogramas direcionais e análise da potência de onda. A figura 5.7 mostra o histograma direcional total e a figura 5.8 mostra os dados direcionais sazonais de altura e período de onda para uma estação próxima à costa (dentro dos limites da malha do WAVEWATCHIII) localizada em 17°S e 38,75°W, para os anos de 1997 a 2008. Estes histogramas se caracterizam pela maior frequência de ondas vindas de leste, seguida por ondas vindas de sudeste.

Todas as estações do ano são marcadas por maior frequência de ondas de leste. Na primavera observa-se também frequência significativa de ondas vindas de sudeste, com alturas entre 0,5 m e 2,5 m, e períodos variando entre 5 s e 12 s. Para o verão temos também ondas vindas de nordeste e sudeste, com alturas de 0,5 m a 2,0 m, e

Tabela 5.2: Resultados das análises estatísticas das amostras de sedimento coletadas em outubro de 2008. Multi-análises do SYSGRAN baseadas em Folk & Ward (1957).
Valores em milímetros (mm).

Amostra	Média	$d_{(16)}$	$d_{(50)}$	$d_{(84)}$	Classificação	Seleção	Assimetria	Curtose
1	0.44	0.26	0.40	0.81	areia média	moderadamente selecionado	negativa	mesocúrtica
2	0.32	0.16	0.28	0.74	areia média	pobremente selecionado	aproximadamente simétrica	muito leptocúrtica
3	0.37	0.26	0.36	0.57	areia média	moderadamente selecionado	negativa	mesocúrtica
4	0.44	0.25	0.45	0.76	areia média	moderadamente selecionado	aproximadamente simétrica	mesocúrtica
5	0.54	0.36	0.54	0.82	areia grossa	moderadamente selecionado	aproximadamente simétrica	leptocúrtica
6	0.29	0.19	0.27	0.49	areia média	moderadamente selecionado	negativa	mesocúrtica
7	0.84	0.41	0.80	1.81	areia grossa	pobremente selecionado	aproximadamente simétrica	platicúrtica
8	0.46	0.26	0.48	0.79	areia média	moderadamente selecionado	positiva	leptocúrtica
9	0.42	0.27	0.43	0.63	areia média	moderadamente selecionado	positiva	mesocúrtica
10	0.32	0.20	0.32	0.50	areia média	moderadamente selecionado	aproximadamente simétrica	leptocúrtica
11	0.71	0.40	0.68	1.33	areia grossa	moderadamente selecionado	aproximadamente simétrica	mesocúrtica
12	1.11	0.59	1.09	2.12	areia muito grossa	moderadamente selecionado	aproximadamente simétrica	platicúrtica
13	0.73	0.45	0.67	1.30	areia grossa	moderadamente selecionado	negativa	mesocúrtica
14	0.86	0.50	0.78	1.65	areia grossa	moderadamente selecionado	negativa	platicúrtica
15	0.38	0.22	0.39	0.63	areia média	moderadamente selecionado	aproximadamente simétrica	mesocúrtica
16	0.56	0.31	0.55	1.04	areia grossa	moderadamente selecionado	aproximadamente simétrica	mesocúrtica
17	0.60	0.36	0.59	1.01	areia grossa	moderadamente selecionado	aproximadamente simétrica	leptocúrtica
18	0.32	0.07	0.47	0.94	areia média	muito pobremente selecionado	muito positiva	leptocúrtica
19	0.39	0.22	0.39	0.70	areia média	moderadamente selecionado	aproximadamente simétrica	mesocúrtica
20	0.13	0.01	0.43	0.83	areia fina	muito pobremente selecionado	muito positiva	muito platicúrtica
21	1.18	0.79	1.13	1.84	areia muito grossa	moderadamente selecionado	negativa	platicúrtica
22	0.51	0.26	0.55	0.92	areia grossa	pobremente selecionado	muito positiva	muito leptocúrtica
23	0.30	0.18	0.28	0.57	areia média	moderadamente selecionado	negativa	leptocúrtica
24	0.42	0.10	0.57	1.26	areia média	muito pobremente selecionado	muito positiva	muito leptocúrtica
25	0.70	0.43	0.64	1.27	areia grossa	moderadamente selecionado	negativa	leptocúrtica
26	0.84	0.39	0.81	1.89	areia grossa	pobremente selecionado	aproximadamente simétrica	platicúrtica

Figura 5.6: Mapa de distribuição de tamanho de sedimento na região da desembocadura com valor em milímetros. Classificação baseada na escala de Wentworth. Os círculos representam os pontos de coleta de sedimento.

Figura 5.7: Histogramas direcionais totais das alturas e períodos de onda próximo a Alcobaça para os anos de 1997 à 2008.

Figura 5.8: Histogramas direcionais sazonais das alturas e períodos de onda próximo a Alcobça para os anos de 1997 a 2008.

Figura 5.9: Variação da potência de onda em 17°S 38,75°W entre 1997 e 2008 calculada através dos resultados do WAVEWATCHIII a cada três horas (pontos pretos) e sua média móvel mensal (linha vermelha). Note a sazonalidade da potência média e eventos esporádicos de alta intensidade.

períodos de 5 s a 11 s. No outono destacam-se ondas de sudeste, alturas de 0,5 m a 2,5 m e períodos de 5 s a 14 s. Para o inverno observa-se ondas também de sudeste, sendo que as alturas de leste e sudeste chegam a até 3 m e o período varia entre 6 s e 13 s. A presença permanente de ondas vindas de leste e nordeste caracteriza a influência da célula anti-ciclônica do Atlântico Sul, que gera os ventos alíseos. Já o aumento de ondas vindas de sudeste e sul representa avanços sazonais de massas de ar polar.

A energia transportada pelas ondas afeta a deriva litorânea e o trabalho exercido por elas é influenciado pela potência das mesmas. A potência de onda é dada pela equação a seguir,

$$P = \frac{\rho g^2 H^2 T}{32\pi}, \quad (5.1)$$

onde ρ é a densidade da água (1027 kg/m^3), g é a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m/s}^2$),

H é a altura significativa da onda (m) e T é o período (s). Neste caso, a potência é dada em W/m . A variação da potência de onda no ponto escolhido do WAVEWATCHIII entre 1997 e 2008 está ilustrada na figura 5.9. A potência de onda é sazonal como indica a média móvel mensal (linha vermelha) e a climatologia de onda (figura 5.10). As potências mais altas são encontradas durante os meses de inverno e variam entre $1,5 \cdot 10^5 \text{ W/m}$ e $2,7 \cdot 10^5 \text{ W/m}$. Observa-se também variação interanual e os resultados sugerem um aumento gradativo da potência entre 2005 e 2007, ano no qual o pontal

Figura 5.10: Variação da potência média mensal de onda em 17°S 38,75°W entre 1997 e 2008 calculada através dos resultados do WAVEWATCHIII.

rompeu.

5.4 Calibração e validação do modelo numérico

A utilização do modelo numérico só se torna possível se o mesmo reproduzir consideravelmente bem os dados de campo. Para isto é necessário fazer a calibração e validação do modelo a ser utilizado. A calibração é feita através da alteração de alguns parâmetros variáveis no modelo com o objetivo de gerar resultados o mais próximo possível dos dados medidos em campo. A validação utiliza os parâmetros ajustados na calibração e gera resultados que são comparados com outros dados de campo para confirmar se a calibração foi feita corretamente.

A calibração e validação foram feitas qualitativamente e quantitativamente, através de comparações de gráficos de resultados modelados e medidos em campo, e através de análises estatísticas, respectivamente. Para a análise quantitativa, utilizou-se o Erro Absoluto Médio Relativo (RMAE), como descrito em Sutherland *et al.* (2001), Van Rijn *et al.* (2003), com os dados de maré e dados de corrente. Este erro é baseado nos valores absolutos médios dos dados modelados e medidos.

Para os dados de maré:

$$RMAE = \frac{\langle |H_{mod} - H_{obs}| - E \rangle}{\langle H_{obs} \rangle} \quad (5.2)$$

Tabela 5.3: Classificação por RMAE baseadas em Van Rijn *et al.* (2003).

Classificação	RMAE velocidade
Excelente	$< 0,1$
Bom	$0,1 - 0,3$
Razoável	$0,3 - 0,5$
Pobre	$0,5 - 0,7$
Ruim	$> 0,7$

e para os dados de corrente:

$$RMAE = \frac{\langle |V_{mod} - V_{obs}| - E \rangle}{\langle |V_{obs}| \rangle}, \quad (5.3)$$

onde $\langle \dots \rangle$ denota média, $|\dots|$ denota valor absoluto, *mod* e *obs* são os valores modelados e observados em campo, respectivamente, e *E* o erro do aparelho utilizado nas medidas de campo.

Os valores de *E* foram determinados pelos fabricantes dos aparelhos utilizados nas medidas de campo. O CTD, modelo RBR XR-420-CTD, apresenta erro de 0,05%. Os dados do correntógrafo Valeport MKIII 308, apresenta os seguintes erros: para velocidades entre 0,03 – 0,07 m/s, o erro é de 0,004 m/s; para velocidades entre 0,07 – 0,1 m/s, o erro é de 0,003 m/s; para velocidades entre 0,1 – 0,15 m/s, o erro é de 0,002 m/s; e para velocidades entre 0,15 – 5,0 m/s, o erro é <1,5% da leitura do aparelho.

A diferença absoluta dos valores modelados e medidos menos o erro do aparelho ($\langle |H_{mod} - H_{obs}| - E \rangle$) e ($\langle |V_{mod} - V_{obs}| - E \rangle$) não pode ser negativa. Se esta diferença for negativa, então atribui-se o valor zero. Neste caso a calibração é perfeita, e o valor modelado está dentro dos limites do erro dos valores medidos (VAN RIJN *et al.*, 2003). A tabela 5.3 mostra a classificação de acordo com os intervalos de RMAE, segundo este autor.

5.4.1 Módulo de ondas

A calibração para este módulo foi feita apenas qualitativamente, através dos valores de altura de onda comparadas com o trabalho de Lessa *et al.* (2005). O trabalho citado realizou um programa de monitoramento na área dos parciais de Abrolhos, e dentre os parâmetros coletados estão os dados de onda em duas estações fixas. Para a

Tabela 5.4: Comparação dos valores de altura de onda obtidos nos diferentes testes dos experimentos numéricos e o valor encontrado por Lessa *et al.* (2005) na estação # 506.

	Fricção (m)	$H_{sig}(m)$
# 506	–	0,40
MIKE 21 SW	Sem fricção	0,39
MIKE 21 SW	<i>Nikuradse roughness</i> =0,005	0,24
MIKE 21 SW	<i>Nikuradse roughness</i> =0,02	0,16
MIKE 21 SW	<i>Nikuradse roughness</i> =0,04	0,13

calibração foram utilizados os dados da estação # 506 (17°53' S; 39°13' W).

Foram feitos testes com diferentes valores de fricção com fundo (*Nikuradse roughness*), e um teste desprezando este parâmetro, ou seja, sem fricção. Este último foi o que mais se aproximou das condições resultantes do monitoramento feito por Lessa *et al.* (2005), sendo que estes autores encontraram para a estação # 506 uma média de altura igual a 0,4 m. A tabela 5.4 mostra os valores de fricção de fundo utilizados e o valor obtido pelos autores citados acima. Considerando os resultados destes autores, as simulações não levaram em conta a fricção com o fundo.

5.4.2 Módulo hidrodinâmico

Para o módulo hidrodinâmico, os principais parâmetros de calibração são a resistência com o fundo e o coeficiente de viscosidade (*Eddy Viscosity*). Cada um destes parâmetro do modelo foi ajustado separadamente, com o coeficiente de viscosidade mantido constante enquanto a resistência de fundo era ajustada e vice-versa. A calibração foi feita de modo qualitativo e quantitativo comparando-se séries temporais modeladas e medidas nos experimentos de campo, e através do RMAE.

Os dados de campo foram medidos em uma estação fixa localizada em 17°33'03"S e 39°11'32"W, próximo à desembocadura do rio. Para a calibração foram definidos os períodos da campanha de 2007 (23 e 29 de agosto) e para a validação os períodos da campanha de 2008 (17 a 24 de janeiro). A série temporal de cada amostragem diária foi de 13 horas.

Foram realizados quinze testes diferentes com combinações entre valores de coeficiente de viscosidade e resistência de fundo. Os melhores resultados foram obtidos com valores de coeficientes de viscosidade (*Eddy*) e valores de resistência de fundo (*Chézy*) variando através do domínio da grade do modelo. Utilizou-se coeficiente de

Tabela 5.5: Valores dos parâmetros coeficiente de viscosidade e resistência de fundo utilizados na calibração do módulo hidrodinâmico. E = regiões estuarinas, O = regiões oceânicas, R = regiões rasas e P = regiões profundas.

Teste	Coef. viscosidade	Resistência do fundo
15	Eddy = $0,16 (m^2/s)$ (E) e $0,5 (m^2/s)$ (O)	Chézy = $32 m^{1/2}/s$ (R) e $38 m^{1/2}/s$ (P)

Figura 5.11: Comparação dos dados de maré modelados e os dados de maré coletados em campo em janeiro de 2008 na estação fixa do rio Itanhém. A linha pontilhada representa os dados medidos em campo e a linha contínua representa os dados modelados.

viscosidade (*Eddy*) igual a $0,16 (m^2/s)$ para as regiões estuarinas e $0,5 (m^2/s)$ para regiões oceânicas e resistência de fundo (*Chézy*) igual a $32 m^{1/2}/s$ para regiões rasas e $38 m^{1/2}/s$ para regiões profundas (tabela 5.5). Estes valores foram baseados no trabalho de Siegle (2003).

Para os resultados de maré foi feita apenas a calibração, pois os dados de maré foram obtidos por um CTD apenas em janeiro de 2008. A comparação dos dados modelados e medidos da maré está ilustrada na figura 5.11. Pela análise gráfica, nota-se que a maré foi bem representada pelo modelo com algumas diferenças principalmente no período da sizígia de até 0,5 m. Observa-se que os dados modelados foram superestimados tanto na quadratura quanto na sizígia, porém nesta última a diferença é maior. A análise estatística (RMAE) confirmou que o modelo está bem calibrado, com valor de 0,13, sendo classificado como "bom" (tabela 5.6).

Diferentemente dos dados de maré, em que o CTD ficou fundeado por 11 dias na estação do rio Itanhém, os dados de velocidade das correntes foram coletados

Tabela 5.6: Classificação dos dados de maré modelada e medida baseados no RMAE.

Período	RMAE	Classificação
Janeiro 2008	0,13	Bom

Tabela 5.7: Classificação para a calibração dos dados de corrente modelada e medida baseados no RMAE.

Período	RMAE	Classificação
23 agosto 2007	0,74	Ruim
29 agosto 2007	0,57	Pobre

Figura 5.12: Comparação dos dados de corrente total modeladas (linha contínua) e medidas em campo (linha pontilhada) para a calibração e validação do modelo numérico. A velocidade está representada em m/s .

em 4 campanhas de 13 horas, duas em agosto de 2007 e duas em janeiro de 2008. A campanha utilizada na calibração foi a de 2007. A série temporal para cada dia da coleta foi de 13 horas, durante um ciclo completo da maré, sendo um dia para maré de quadratura (23 de agosto) e outro dia para maré de sizígia (29 de agosto).

A figura 5.12 (a) e (b) compara os dados de corrente total modelados e medidos. Observa-se que o padrão geral é reproduzido, no entanto existe uma defasagem no horário e diferenças nas magnitudes para os dados de corrente. As diferenças chegam a $0,2 m/s$. Apesar dos parâmetros selecionados no experimento 15 serem os que melhor representaram os dados de campo dentre os outros experimentos, o curto período amostrado pode ter introduzido um grande erro. Isto também foi confirmado pelo erro estatístico (RMAE), classificado como "ruim" e "pobre". Além disto, deve-se levar em consideração as complexidades batimétricas da região de estudo, que em alguns pontos foram mascaradas pela resolução da grade do modelo.

A validação do modelo hidrodinâmico foi feita para os dados de corrente do período de janeiro de 2008. Este período corresponde a duas campanhas: uma em 17

Tabela 5.8: Classificação para a validação dos dados de corrente modelada e medida baseados no RMAE.

Período	RMAE	Classificação
17 janeiro 2008	0,40	Razoável
24 janeiro 2008	0,81	Ruim

de janeiro, durante a quadratura e a outra em 24 de janeiro durante a sizígia. Os dados foram comparados qualitativamente, através dos gráficos e quantitativamente através do RMAE de forma análoga à feita para a calibração. Esta etapa é importante para verificar se os ajustes da calibração foram feitos corretamente e consequentemente se o modelo reproduz de maneira confiável os dados medidos em campo. O RMAE para 17 de janeiro foi 0,40, indicado como "razoável" na classificação, e para o dia 24 o valor do RMAE foi 0,81 classificado como "ruim" (tabela 5.8). A figura 5.12 (c) e (d) mostra a comparação dos dados medidos e modelados para o período da validação. Desta forma pode-se concluir que, para as áreas localizadas dentro do estuário o modelo não consegue reproduzir de maneira satisfatória as magnitudes das correntes. As diferenças devem-se provavelmente à complexidade batimétrica da região, nem sempre reproduzida na malha do modelo em função da escassez de dados batimétricos disponíveis. No entanto, apesar de algumas diferenças, acredita-se que o modelo reproduz de forma satisfatória o padrão geral da circulação na área de interesse.

5.5 Experimentos numéricos

5.5.1 Módulo de ondas

A simulação das ondas foi feita utilizando a malha maior, na qual os parcéis foram incluídos. Estes parcéis influenciaram o comportamento das ondas e atuaram como uma barreira ao avanço do trem de ondas. Os trens de onda foram modificados de acordo com a batimetria e isso resultou em zonas de sombra nas regiões localizadas atrás dos parcéis, observando-se menores alturas de onda na região de estudo. As ondas vindas de nordeste e sudeste foram as mais influenciadas pelos parcéis, enquanto que as ondas vindas de leste foram menos modificadas. O módulo de ondas forneceu como resultado da simulação a altura significativa de onda, o período e a direção.

Na simulação denominada Q1 as ondas são provenientes de nordeste. As

ondas de nordeste são mais freqüentes durante o verão (figura 5.7) e possuem altura significativa média de 1,36 metros e período de 5,49 segundos. Esta onda sofre influência dos parcéis e bancos de corais, principalmente do recife das Timbebas, localizado a nordeste da área de estudo. As ondas próximas à desembocadura apresentaram altura de 0,75 metros. A direção na qual as ondas atingiram a costa foi de 45° . Este ângulo de aproximação das ondas gera uma deriva litorânea que influencia o transporte de sedimentos na costa.

A simulação Q2 apresenta as ondas de leste. As ondas de leste são as mais típicas da região de estudo, sendo freqüentes o ano todo, com maior ocorrência no inverno (figura 5.7). Estas ondas apresentam altura significativa de 1,39 metros e período de 7,21 segundos. Estas ondas também são influenciadas pelos parcéis, no entanto a região de estudo está localizada entre dois parcéis, e as ondas desta direção conseguem atingir a costa com menor modificação. A altura da onda que atinge a costa na área de estudo é de aproximadamente 0,85 metros.

A onda na desembocadura apresentou direção de 90° . Distante da desembocadura estas direções se alteram, ao norte a direção atinge $112,5^\circ$ e ao sul chega a $67,5^\circ$. As ondas quando se aproximam perpendicularmente à costa não geram correntes de deriva litorânea. Elas podem trazer sedimento para a costa em épocas de ondas contínuas de *swell* ou causar erosão quando se aproximam com alturas e períodos maiores, típicas de ondas de tempestade.

As ondas representadas na simulação Q3 são provenientes de sudeste. Estas ondas são mais freqüentes no outono, seguido pela primavera e ocorrem também no inverno (figura 5.7). Apresentam altura significativa de 1,55 metros e período de 10 segundos. As ondas desta direção são consideradas as mais energéticas, com maiores alturas e períodos e são relacionadas à chegada de frentes frias. Estas ondas ao atingirem a costa ocasionam maior erosão e transporte de sedimentos, remodelando a linha de costa. Porém, na região de estudo, são estas as ondas que mais sofrem interferência dos parcéis, como o parcel das Paredes e o parcel dos Abrolhos, que se encontram a sudeste da área de estudo. Além disto, as ondas já modificadas pelos parcéis ainda passam pela Ponta da Baleia, próxima à cidade de Caravelas ao sul da área de estudo, uma progradação da linha de costa que modifica a direção de propagação da onda.

As ondas chegam na desembocadura com altura de 0,8 metros, semelhante aos

valores encontrados pelas outras simulações. A diferença é que a altura inicial destas ondas é maior que altura inicial de Q1 e Q2, como mostrado na tabela 4.3. Apesar da direção inicial das ondas ser 135° , o desvio causado pelos parâmetros resultou em direção de aproximação das ondas de 90° na costa. O comportamento da direção das ondas foi bem semelhante ao comportamento das ondas na simulação Q2; com mudanças nas direções a norte da desembocadura para $112,5^\circ$ e ao sul para $67,5^\circ$, resultando nas mesmas implicações na corrente de deriva litorânea e no transporte de sedimentos como citado acima para a simulação Q2.

A figura 5.13 mostra as diferenças entre as simulações. A batimetria está representada em metros por cores na legenda, os vetores indicam a direção da onda e o tamanho do vetor representa a altura da onda.

Outra simulação foi realizada baseada nas características de onda para setembro de 2007. Este período foi escolhido por três fatores: 2007 foi o ano que apresentou maior valor de potência de onda (figura 5.9), indicando um ano mais energético que poderia resultar em uma maior modificação na linha de costa; de maio a setembro também encontram-se altos valores de potência de onda (figura 5.10); e segundo informações de moradores de Alcobaça e do site <http://www.alcobaca-bahia.net/2007/09/exclusivo-mar-engole-parte-da-praia-da.html>, que acompanhou as mudanças do pontal, o mesmo rompeu-se em setembro de 2007.

Baseado nos dados das características de onda do WAVEWATCHIII, foram escolhidos os valores de altura significativa, período e direção de onda para esta simulação, que é denominado experimento QR (como indicado na tabela 4.3). Diferentemente de Q1, Q2 e Q3, a altura significativa para setembro de 2007 foi maior, 4,25 metros. O período foi semelhante ao período de Q3, 10,27 segundos e a direção foi de $107,68^\circ$. Após a simulação, estas ondas chegaram na costa com altura entre 1,7 metros e 1,8 metros. A direção se comportou exatamente como em Q2 e Q3: a onda na desembocadura apresentou direção de 90° . Distante da desembocadura estas direções mudam para $112,5^\circ$ ao norte e $67,5^\circ$ ao sul. A figura 5.14 mostra o resultado da simulação para setembro de 2007.

A partir dos dados encontrados de altura e direção de onda foi possível estimar a direção da deriva litorânea. A análise de algumas feições na linha de costa através das imagens de satélite também permite inferir sobre a direção da deriva. A figura

Figura 5.13: Resultado das simulações de onda Q1, Q2 e Q3 (de cima para baixo). A legenda corresponde à batimetria em metros e os vetores mostram a direção e intensidade das ondas.

Figura 5.14: Resultado da simulação de onda QR. A legenda corresponde à batimetria em metros e os vetores mostram a direção e intensidade das ondas.

Figura 5.15: Direções da deriva longitudinal devido à direção de incidência da ondas na costa.

5.15 mostra a direção estimada para cada simulação. Foi observado que a direção das ondas incidentes na costa é bastante modificada devido à refração e como consequência temos dois padrões bem visíveis de direção da deriva litorânea para a área de estudo.

Para as ondas de nordeste (figura 5.15 (a)) foi observado que a direção da deriva é para sul em todos os segmentos. As ondas de leste (figura 5.15 (b)) incidiram perpendicularmente à costa, sem uma corrente de deriva litorânea resultante. Nos segmentos VI e VII observou-se deriva para sul devido à inclinação da linha de costa com relação ao norte. As ondas de sudeste, incluindo a simulação feita para setembro de 2007 (figura 5.15 (c) e (d)), apresentaram padrão de deriva similar àquele observado na figura 5.15 (b). Isto deve-se à refração sofrida pelo trem de ondas quando atingem os parciais.

5.5.2 Módulo hidrodinâmico e módulo de transporte de sedimentos

Para cada simulação do módulo hidrodinâmico juntamente com módulo de transporte de sedimentos utilizou-se uma malha diferente, pois o pontal arenoso associado à desembocadura do rio Itanhém sofreu modificações para os anos estudados, como ilustrado nas figuras 5.1 e 5.2. Os resultados foram separados para cada ano analisado.

1987

No experimento HD1 as velocidades máximas foram aproximadamente 0,5 m/s nas correntes de maré enchente e 0,4 m/s nas correntes de maré vazante. No experimento HD2 foi observado o mesmo padrão e as mesmas magnitudes. Para HD3 nota-se um padrão invertido, com maiores valores na corrente de vazante, e menores valores na corrente de enchente, sendo de 0,8 m/s e 0,4 m/s, respectivamente. A maré exerceu grande influência na região da desembocadura e dentro do canal, onde temos as maiores velocidades (figuras 5.16 e 5.17), e em direção ao oceano as correntes perdem velocidade. Para este ano foi observado também que as correntes não sofreram muita influência de feições na linha de costa, pois o estuário do rio Itanhém está diretamente ligado ao oceano sem sofrer desvios ocasionados pelo crescimento do pontal.

Figura 5.16: Velocidade (m/s) e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 1987 HD2.

Figura 5.17: Velocidade (m/s) e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 1987 HD2.

Figura 5.18: Velocidade (m/s) e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 1990 HD2.

O transporte de sedimento para este ano está ilustrado na figura 5.30 (a). Ele foi caracterizado por um trecho de acúmulo de sedimento, acima da margem norte da desembocadura, no entanto este valor é pequeno, da ordem de 0,002 m/dia. Ainda nesta margem, foi observado um trecho com características erosivas, com valor máximo de 0,1 m/dia. Existe também um transporte de sedimentos direcionado para a margem norte da desembocadura, caracterizando uma área de acresção de sedimentos e taxa máxima de 0,05 m/dia. A região localizada ao sul da desembocadura foi caracterizada por dois trechos, primeiramente um trecho erosivo, com taxa de 0,01 m/dia e ao sul deste trecho foi verificada acresção de sedimentos a uma taxa de 0,006 m/dia. O comportamento do transporte neste ano pode ter contribuído para a morfologia da linha de costa observada para o próximo ano analisado, 1990, principalmente devido ao acúmulo de sedimentos, que levou ao crescimento e avanço desta feição.

1990

No experimento HD1 as velocidades máximas dentro do canal foram aproximadamente 0,6 m/s tanto nas correntes de maré enchente quanto nas correntes de maré

Figura 5.19: Velocidade (m/s) e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 1990 HD2.

vazante. Na desembocadura foi observado um pequeno aumento de velocidade devido ao estreitamento do canal. O experimento HD2 mostrou o mesmo padrão e as mesmas magnitudes. Para HD3, foram observados maiores valores na corrente de vazante, e menores valores na corrente de enchente, sendo de 0,5 m/s e 1,0 m/s, respectivamente (figuras 5.18 e 5.19).

Nota-se neste ano o crescimento de um pequeno pontal, provavelmente resultado do acúmulo de sedimentos neste trecho observado em 1987, mas que não alterou significativamente a velocidade de enchente e descarga de água. O transporte de sedimento para este ano está ilustrado na figura 5.30 (b). Ele foi caracterizado por extenso trecho de acúmulo de sedimento localizado ao norte da desembocadura, com taxa da ordem de 0,003 m/dia. Na área do pontal foi observada erosão com taxa de 0,03 m/dia, e transporte seguido por acresção para o ponto mais ao sul do pontal, a uma taxa de 0,1 m/dia. Continuando nesta margem, porém na face voltada para o canal, foi observado erosão e transporte de sedimento para dentro do canal, com taxa de 0,02 m/dia. A região localizada ao sul da desembocadura foi caracterizada por um trecho erosivo, seguido por pontos alternados de erosão e acresção.

Figura 5.20: Velocidade (m/s) e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 1996 HD2.

1996

Neste ano os experimentos numéricos tiveram como base uma malha que apresentou prolongamento do pontal e a desembocadura mais estreita. Esta configuração ocasionou aumento na velocidade dos fluxos de enchente e vazante na região da desembocadura quando comparada com as velocidades dentro do canal. O prolongamento do canal também contribuiu para a redução nas magnitudes dos fluxos.

Os experimentos HD1 e HD2 apresentaram dentro do canal velocidade de 0,3 m/s na corrente de enchente e 0,2 m/s na corrente de vazante. Na região estreita da desembocadura as velocidades foram de 1,3 m/s e 1,6 m/s nas correntes de enchente e vazante, respectivamente. No experimento HD3 as velocidades máximas dentro do canal foram de 0,2 m/s e 0,3 m/s para correntes de enchente e vazante, respectivamente e velocidades na desembocadura de 1,1 m/s para correntes de enchente e 2,5 m/s para a vazante. Deste modo nota-se que no ano quando a largura da desembocadura era estreita, as magnitudes da velocidade dentro do canal foram mantidas. Além disto, é provável que o tamanho do pontal também seja responsável pela redução das velocidades.

Figura 5.21: Velocidade (m/s) e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 1996 HD2.

O transporte de sedimento para 1996 está ilustrado na figura 5.30 (c). Este ano foi marcado por grandes taxas de erosão na região da desembocadura atingindo de 0,6 m/dia a 1 m/dia. Este sedimento após ser carregado pelas correntes é distribuído nas regiões adjacentes à desembocadura e, conseqüentemente observamos dois pontos de acúmulo de sedimentos, um ao norte da desembocadura, com taxa de 0,2 m/dia e outro ao sul da desembocadura, com taxa de 0,3 m/dia. Na face do pontal voltada para o oceano foi observada uma região de erosão com taxa entre 0,1 e 0,02 m/dia e transporte direcionado para o sul.

2007

Este ano foi caracterizado pelo prolongamento máximo do pontal antes de romper-se. A largura da desembocadura é maior quando comparada a 1996 devido aos processos erosivos resultantes dos fortes fluxos naquele ano. Nota-se que no experimento HD1 e HD2 as velocidades máximas foram aproximadamente 0,5 m/s nas correntes de maré enchente e 0,6 m/s nas correntes de maré vazante. No experimento HD3 foram observados maiores valores na corrente de vazante, e menores valores na

Figura 5.22: Velocidade (m/s) e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 2007 HD2.

Figura 5.23: Velocidade (m/s) e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 2007 HD2.

Figura 5.24: Velocidade (m/s) e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 2008 HD2.

corrente de enchente, sendo 0,9 m/s e 0,4 m/s, respectivamente.

Em 2007 ocorre um longo trecho de acúmulo de sedimentos na região ao norte da desembocadura, com taxa de 0,003 m/dia a 0,1 m/dia. Em seguida, existe uma região erosiva que contorna o extremo do pontal e que apresentou tendência a levar sedimentos em direção ao canal. Esta região apresentou taxa de erosão de 0,002 m/dia a 0,2 m/dia. Na região da desembocadura foi observada erosão e transporte para sul, sendo que nesta direção nota-se um ponto de acresção. O transporte de sedimento para este ano está ilustrado na figura 5.30 (d).

2008

Em 2008 ocorreu o rompimento do pontal e consequente formação de um banco arenoso e de uma nova desembocadura. Foram observadas menores velocidades no canal antigo em comparação com aquele recém formado, atingindo 0,2 m/s para corrente de enchente e 0,3 m/s para corrente de vazante tanto no experimento HD1 quanto no experimento HD2 contra 0,3 m/s e 0,4 m/s nas correntes de enchente e vazante, respectivamente, para o novo canal. No experimento HD3 os valores foram

Figura 5.25: Velocidade (m/s) e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 2008 HD2.

de 0,15 m/s e 0,4 m/s para o canal antigo, contra 0,25 m/s e 1,0 m/s para o novo canal, na corrente de enchente e vazante, respectivamente. Deste modo pode ser observada uma preferência do fluxo pela nova desembocadura, a qual apresenta uma via mais direta e fácil.

Toda a linha de costa voltada para o mar apresenta comportamento de acreção neste ano, exceto por três trechos que apresentam erosão. Um destes trechos está localizado na margem norte da nova desembocadura com taxa de 0,6 m/dia. O outro trecho é aquele situado na nova desembocadura, que apresentou taxa de 0,9 m/dia e transporte direcionado para leste, provavelmente sendo depositado à frente da mesma como ilustrado na figura 5.30 (e). O último trecho erosivo ocorre no extremo sul do banco arenoso na face voltada para o mar. Este trecho também apresentou transporte de sedimentos para sudoeste com taxa de 0,03 m/dia. Além destes trechos também foi observada erosão ao longo da face do banco voltada para o canal.

Figura 5.26: Velocidade (m/s) e direção da corrente de enchente resultante do experimento numérico 2009 HD2.

Figura 5.27: Velocidade (m/s) e direção da corrente de vazante resultante do experimento numérico 2009 HD2.

2009

O ano de 2009 também apresentou grande parte do fluxo atravessando a nova desembocadura quando comparado com o antigo canal. A margem norte da nova desembocadura estava prolongada para sudeste, provavelmente ocasionada pela combinação do acúmulo de sedimentos na frente da nova desembocadura direcionado a leste, ação dos fluxos de enchente e vazante e ação das ondas.

Nos experimentos numéricos HD1 e HD2 as velocidades observadas foram de 0,4 m/s nas correntes de enchente e 0,3 m/s nas correntes de vazante na região da nova desembocadura. No antigo canal foram observadas velocidades de 0,1 m/s nas correntes de enchente e 0,3 m/s nas correntes de vazante. No experimento Q3 as velocidades na nova desembocadura foram de 0,3 m/s nas correntes de enchente e 0,8 m/s nas correntes de vazante; na antiga desembocadura as velocidades foram de 0,1 m/s e 0,3 m/s, nas correntes de enchente e vazante, respectivamente.

Nota-se comportamento erosivo na feição proeminente da linha de costa da margem norte da nova desembocadura. O resultado desta erosão foi observado em agosto de 2009. Esta data não foi utilizada nos experimentos numéricos, mas sua linha de costa foi analisada e está ilustrada na figura 5.2. Além disto a figura 5.3 também indica a região da margem que foi erodida. A taxa de erosão nesta área foi de 1,1 m/dia. Observa-se também outro ponto de erosão na margem oposta a esta citada, com taxa de 0,1 m/dia.

A face do banco arenoso voltada para o oceano sugere padrão semelhante àquele observado em 2008, ou seja, pontos de acreção ao longo do banco e pontos de erosão a sul do banco, com taxas de 0,01 m/dia e 0,03 m/dia, respectivamente. A antiga desembocadura apresentou taxa de erosão de 0,2 m/dia. No entanto, pontos de acúmulo de sedimentos ocorrem à sua frente, com taxa de 1,5 m/dia. Dentro do antigo canal foi observado um equilíbrio nas magnitudes entre as taxas erosivas e de acreção, porém nota-se padrão erosivo na face do banco voltada para o canal, enquanto que a margem continental apresentou tendência de acreção.

Em relação às diferentes condições de onda incluídas nas simulações, observa-se para todos os experimentos HD1 e HD2 que a maré apresentou velocidades semelhantes de corrente de enchente e de corrente de vazante, diferente dos experimentos HD3, que apresentaram maiores velocidades na corrente de vazante em comparação

Tabela 5.9: Resumo dos dados hidrodinâmicos resultantes dos experimentos numéricos.

Ano	Experimento	Velocidade (m/s)			
		Canal antigo		Canal novo	
		enchente	vazante	enchente	vazante
1987	HD1	0,5	0,4	—	—
	HD2	0,5	0,4	—	—
	HD3	0,4	0,8	—	—
1990	HD1	0,6	0,6	—	—
	HD2	0,6	0,6	—	—
	HD3	0,1	0,5	—	—
1996	HD1	0,3	0,2	—	—
	HD2	0,3	0,2	—	—
	HD3	0,2	0,3	—	—
2007	HD1	0,5	0,6	—	—
	HD2	0,5	0,6	—	—
	HD3	0,4	0,9	—	—
2008	HD1	0,2	0,3	0,3	0,4
	HD2	0,2	0,3	0,3	0,4
	HD3	0,15	0,4	0,25	1,0
2009	HD1	0,1	0,3	0,4	0,3
	HD2	0,1	0,3	0,4	0,3
	HD3	0,1	0,3	0,3	0,8

com a de enchente. Nota-se que a maré influencia fortemente a desembocadura, mas não atinge áreas muito distantes da mesma em direção ao mar aberto. As velocidades de corrente encontradas para cada experimento estão resumidas na tabela 5.9.

Transporte de sedimentos e mudança do fundo

Para analisar quantitativamente o transporte de sedimentos e mudança do fundo para a região da desembocadura do rio Itanhém e para a região do pontal arenoso foram escolhidos alguns pontos dos quais foram extraídas séries temporais destes parâmetros. Foram estabelecidos dois pontos fixos, A e B, sendo que A localiza-se dentro do canal estuarino e B localiza-se na região costeira na mesma latitude que o ponto A. Também foram estabelecidos um ponto móvel, C, localizado na desembocadura adjacente no extremo sul do pontal a cada ano. Nos anos de 2008 e 2009 foi estabelecido mais um ponto, D, localizado na desembocadura adjacente ao novo pontal em formação. A localização destes pontos está ilustrada na figura 5.28.

Estes pontos foram escolhidos com o objetivo de fazer uma comparação in-

Figura 5.28: Representação dos pontos para as séries temporais de transporte de sedimentos e mudança de fundo. Os pontos A e B são fixos para todos os anos. O ponto C acompanha o crescimento do pontal e o ponto D acompanha a evolução do novo pontal.

teranual e identificar quais alterações ocorreram nestes pontos durante o crescimento do pontal e sua ruptura. De um modo geral foi verificado que o padrão do transporte é modulado pela maré e a mudança do fundo está relacionada com a resultante deste transporte de sedimentos. O ponto D, localizado na nova desembocadura apresentou valores de transporte uma ordem de grandeza maior quando comparado com os pontos A, B e C.

No ponto A foi observado maior transporte em 1987, atingindo cerca de $2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$, seguido por 2009 com $1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$, pois nestes anos a desembocadura não estava obstruída pelo pontal arenoso. Nota-se que para todos os anos, exceto 2007, houve tendência de acúmulo de sedimentos. Em 2007 o fundo apresentou tendências erosivas. Em 1990, 1996 e 2008 o fundo apresentou aumento de aproximadamente 0,01 m, apesar do transporte pequeno, o que indica que existe uma quantidade de sedimento sendo depositada nestes pontos e pouco transporte atuando como agente erosivo. A série temporal deste ponto esta ilustrada na figura 5.29 (A).

No ponto B nota-se que em 1987 o transporte atinge grandes valores em relação aos outros anos. Este transporte ocorreu exclusivamente para sul, com magnitude aproximadamente $2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$, e o fundo erodiu 0,02 m, sugerindo que o sedimento foi levado deste ponto pelas correntes, mas que pouca ou nenhuma quantidade de sedimento foi depositada neste local. É importante notar que este ponto encontra-se na frente da desembocadura em 1987 e que os fluxos neste local são bem acentuados. Em 1990, 1996 e 2007 foi observado que os comportamentos de transporte e mudança do fundo foram semelhantes, lembrando que nestes anos ocorreu o crescimento do pontal arenoso contribuindo para a migração do canal e, conseqüentemente, isolando este ponto dos efeitos mais intensos dos fluxos de enchente e vazante. Observa-se que o fundo tende a permanecer constante sugerindo uma área onde ocorre a passagem de material sem que o mesmo seja depositado ou que o fundo seja erodido. A série temporal deste ponto esta ilustrada na figura 5.29 (B).

O ponto C acompanhou o crescimento do pontal e, para todos os anos, apresentou transporte para sul. Dois períodos se destacam dos demais neste ponto, 1990 e 1996. Em 1990 foi observado pequeno transporte e acúmulo de sedimentos atingindo 0,15 m, e em 1996 ocorreu transporte considerável, mas o fundo manteve-se estável, indicando passagem de sedimentos sem deposição. Este comportamento em 1996 pode

Figura 5.29: Séries temporais de transporte de sedimentos ($m^3/s/m$ - indicado no eixo esquerdo) e mudança de fundo (m - indicado no eixo direito) para os pontos A, B, C e D. A escala para o transporte no ponto D é uma ordem de grandeza maior que em A, B e C. Todos os dados de mudança de fundo tem origem no zero.

ser explicado pelo estreitamento da desembocadura que aumentou as velocidades no local e conseqüentemente o fluxo de sedimentos. A série temporal deste ponto esta ilustrada na figura 5.29 (C).

Com a ruptura do pontal arenoso e a presença da nova desembocadura, a figura 5.29 (D) ilustra os resultados do ponto D. O transporte neste local é uma ordem de grandeza maior que nos demais pontos analisados. Em 2008 nota-se que o fundo erodiu 0,2 m sugerindo grandes fluxos neste ponto e processos erosivos atuando no aprofundamento do canal da nova desembocadura.

De maneira geral, durante a maior parte das situações observa-se que existe transporte de sedimento para sul, ou em direção à costa. Até 2007 houve acúmulo de sedimento no extremo sul do pontal, contribuindo para seu crescimento. Alguns pontos de erosão seguidos por pontos de acumulação localizados no pontal contribuíram provavelmente para modelá-lo de forma mais recurvada. Trechos de erosão foram observados em 2007 no local que no ano seguinte estava rompido, no entanto os valores não foram muito elevados em comparação com as taxas de erosão em outros pontos da desembocadura. Após o rompimento foi observada a preferência do fluxo pelo novo canal, com maiores taxas de transporte de sedimentos, além de aumento na taxa de assoreamento do canal antigo com possível fechamento e abandono do mesmo. Os resultados para o transporte de sedimentos está resumido na figura 5.30.

Figura 5.30: Representação dos pontos de acúmulo e erosão de sedimentos para cada ano das simulações. Os círculos vazios e cheios representam pontos de erosão e de acúmulo, respectivamente. As setas vazias e cheias indicam locais de erosão e acúmulo, respectivamente, com a provável direção de transporte dos sedimentos.

Capítulo 6

Discussão

A desembocadura do rio Itanhém é uma área extremamente dinâmica que vem apresentando mudanças consideráveis ao longo dos anos. Estas mudanças estão relacionadas ao crescimento de um pontal arenoso que contribui para a migração do canal. A área de estudo, segundo Bird (1984) é classificada como uma costa de energia moderada, com média de altura de onda entre 0,3 e 1,0 metros. As frentes de onda mais significativas são de nordeste, leste e sudeste, sendo que as ondas de leste são as que estão presentes o ano todo.

Os experimentos mostraram que as ondas de leste são as que apresentam menor grau de refração quando comparadas com as ondas de nordeste e de sudeste, pois nestas direções se encontram grandes parcéis e recifes de corais que atuam de forma a amenizar a energia de onda. Addad (1997) relacionou as ondas vindas de leste a períodos de calmaria na região de estudo.

As ondas de sudeste são menos frequentes e estão relacionadas à chegada de frentes frias, que são comuns no outono e no inverno. Estas ondas são consideradas mais energéticas, com maiores alturas e períodos, no entanto a desembocadura do rio Itanhém localiza-se em uma área influenciada por várias feições, incluindo a Ponta da Baleia, em Caravelas, e os parcéis de Abrolhos e das Paredes que protegem a região de ondas mais energéticas. Isto foi verificado no experimento numérico Q3, no qual apesar das ondas apresentarem altura inicial de 1,55 metros e direção de 135°, estas ondas atingem a linha de costa com cerca de 0,8 metros de altura e direção de 90°, comportando-se como as ondas vindas de leste (SILVA *et al.*, 2007; BITTENCOURT *et al.*, 2000; SILVA *et al.*, 2001), também verificaram o mesmo padrão de ondas na área de

estudo.

Apesar de ser uma região protegida, foi observado que a ação de correntes de deriva geradas pelas ondas teve um papel significativo na formação das atuais feições na linha de costa, pois como verificado nas imagens de satélite, ocorreu o crescimento de um pontal arenoso associado à desembocadura do rio Itanhém durante os anos analisados neste trabalho. Estas correntes variaram sazonalmente, no entanto a formação e crescimento de um pontal na direção sul mostrou que a deriva resultante foi nesta mesma direção; segundo Bird (1984), Komar (1998), o crescimento destas feições é resultante de uma direção predominante da deriva a longo prazo. As correntes de deriva atuaram principalmente no transporte de sedimentos ao longo da linha de costa ao norte e ao sul da desembocadura.

Por outro lado, o cálculo da potência de onda mostrou que em 2007 ocorreu um evento de alta energia e o experimento de onda com a altura e período obtidos para setembro de 2007, experimento QR, mostrou que as ondas atingiram a costa com maiores alturas quando comparado com os outros experimentos, alcançando 1,8 metros. Apesar da direção das ondas neste experimento ser de $107,68^\circ$, as ondas atingiram a costa com 90° , assim como nos experimentos de onda Q3. Ondas de leste na área de estudo são relacionada a períodos de calmaria, como já citado, porém para este evento em setembro de 2007 as ondas foram consideravelmente maiores e mais energéticas, atuando possivelmente como agente erosivo e assim contribuindo para a ruptura do pontal neste ano.

Foi observado que a desembocadura e o canal estuarino foram fortemente influenciados pela maré, sendo que a vazão fluvial não foi significativa para a dinâmica local. Estas correntes tiveram influência limitada à região da desembocadura, não se estendendo a grandes distâncias em direção ao oceano. As correntes de maré atuaram como um meio de transferência de sedimento para dentro e para fora do canal estuarino, durante a enchente e a vazante, respectivamente. A atuação destas correntes em levar sedimentos marinhos para dentro do canal foi verificada através da análise granulométrica, que classificou como areia todos os pontos de coleta no canal de maré. Nesta inversão de sentido dos fluxos ocorre deposição de sedimentos tanto no interior do estuário como na área voltada para o mar, formando bancos chamados de deltas de maré enchente e de maré vazante. A morfologia destas feições será determinada pela

influência relativa das ondas e das marés. Segundo Oertel (1975), os deltas de maré vazante dominados por ondas são levados em direção à desembocadura pela ação das mesmas, enquanto que deltas de maré vazante dominados por maré apresentam-se estendidos em direção ao oceano.

Sendo assim, as correntes de maré enchente e de maré vazante terão importância limitada em termos de fluxo de sedimentos, pois seus efeitos são subordinados à ação das ondas e às correntes a elas associadas. A principal corrente associada é a corrente de deriva litorânea citada acima. Esta corrente ao fluir longitudinalmente à linha de costa pode ser interrompida pela presença de um fluxo de um rio ou canal, que atua como um molhe hidráulico. Komar (1973) cita que este fluxo constitui uma barreira à deriva litorânea, ocasionando progradação da linha de costa mais acentuada a barlar do que a sotamar da desembocadura.

Este comportamento foi verificado na área de estudo e está ilustrado na figura 5.3 (pág. 37). As correntes presentes na desembocadura do rio Itanhém atuaram como uma barreira ao sedimento transportado pela deriva litorânea, acumulando sedimento a barlar da desembocadura levando ao crescimento de um pontal arenoso, que atingiu tamanho máximo de aproximadamente 2 km em 2007. Em setembro de 2007 ocorreu a ruptura do pontal deixando uma nova desembocadura no local do rompimento. Esta nova desembocadura atuou novamente como uma barreira aos sedimentos transportados pela deriva litorânea, e conseqüentemente houve um corte no aporte de sedimentos para sotamar da desembocadura, pois este ficou retido a barlar e nos deltas de maré vazante, como também mostraram os pontos de acúmulo de sedimentos em frente à nova desembocadura, observados nos resultados dos experimentos numéricos (figura 5.30 (e), pág. 71). Neste período não houve crescimento do banco para o sul. Como em 2009 o estreitamento da desembocadura levou à diminuição da vazão, a deriva litorânea não foi interrompida na nova desembocadura, mas foi interrompida na antiga desembocadura, contribuindo para o crescimento do banco. A diminuição da vazão também resultou na redução de aporte de sedimentos do canal, e o delta de maré vazante ficou disponível para a ação das ondas e das correntes por elas geradas atuando na distribuição dos sedimentos acumulados. Em agosto de 2009 a nova desembocadura erodiu pois a redução na vazão prejudicou a capacidade de reter os sedimentos a barlar em junho de 2009, enquanto que as correntes de maré atuaram para a erosão

Figura 6.1: Feição de um pontal arenoso recurvado devido a ação de frentes de ondas: A, são ondas que chegam na costa com um ângulo agudo e geram correntes de deriva litorânea que fornecem sedimento para o pontal; B e C são ondas que determinam a orientação da margem voltada para o oceano e das laterais recurvadas, respectivamente (DAVIS, 1994).

dos sedimentos retidos no novo pontal em 2008. O aumento na largura da desembocadura resultou novamente em efeito de molhe hidráulico verificado pela erosão ao sul do banco provocado pela retenção de sedimentos a barlar.

Segundo Bird (1984), os pontais são feições deposicionais que crescem na direção predominante do fluxo de sedimento longitudinal causado pelas ondas, e seu perfil é moldado principalmente pela ação das ondas. A figura 6.1 ilustra este fenômeno, mostrando que existe uma feição recurvada devido a ação das ondas que incidem na direção "C". No presente estudo o pontal arenoso formado na desembocadura apresentou para todos os anos, uma feição recurvada na forma de gancho. Porém esta feição foi moldada principalmente pelos fluxos de maré como mostram os resultados do módulo hidrodinâmico e de transporte de sedimentos. Segundo os resultados do WAVEWATCHIII, as ondas de leste são mais frequentes nesta região, portanto os resultados dos experimentos hidrodinâmicos HD2, que assumem a presença apenas de ondas de leste, apresentam correntes de enchente mais intensas que as correntes de vazante, sugerindo assim que são estas correntes, e não as ondas, as principais responsáveis pela forma recurvada do pontal.

O crescimento do pontal levou à migração da desembocadura para sul, atingindo seu comprimento máximo em 2007. Em setembro desse mesmo ano o pontal rompeu deixando uma nova desembocadura e um banco arenoso, como foi observado na imagem de satélite correspondente ao ano de 2008. Vários processos contribuem para o rompimento do delta. FitzGerald *et al.* (2000) dividem em seis modelos os principais processos relacionados à migração de desembocaduras e feições associadas. O

modelo 1, "migração da desembocadura e ruptura do pontal", é o que melhor representa a situação encontrada na área de estudo, desde 1987 até 2009: as correntes de maré enchente podem levar sedimentos para dentro do canal causando constrição da desembocadura, que deste modo produz um aumento na velocidade da corrente contribuindo para aumento na capacidade de erosão na boca do canal. Como o sedimento transportado longitudinalmente na região foi acumulado predominantemente a barlar da desembocadura, o lado a sotamar erodiu causando a sua migração. Segundo os autores citados acima, o processo de alongamento do canal produz um fluxo de maré enchente e vazante cada vez mais ineficiente, e se ocorrer um evento de grande energia, como uma tempestade, e o pontal for rompido, o fluxo então terá preferência pelo canal que apresentar a rota mais eficiente e desta maneira irá mantê-lo aberto enquanto que o canal menos eficiente fechará gradualmente.

Este comportamento descrito pelo autor foi verificado para os experimentos de 2007 a 2009, nos quais houve crescimento do pontal seguido pelo rompimento do mesmo em 2008. Com a presença de duas desembocaduras neste ano, foi observado que os fluxos, tanto de enchente como de vazante, tiveram preferência pela nova desembocadura, contribuindo para sua erosão. Alguns trechos de acúmulo de sedimento foram observados para o antigo canal, podendo contribuir assim para o abandono do mesmo. Em 2009 foi verificado que o banco arenoso estava mais próximo da margem do antigo canal. A migração do banco, na realidade, foi uma migração aparente, pois os resultados do módulo de transporte de sedimentos sugerem que alguns pontos de acresção na margem do canal, e não do banco, contribuíram para a progradação da linha de costa nesta região.

Em termos gerais, a maré atuou nos processos a longo prazo, nos quais pode ter ocorrido diferenças entre fluxos de enchente e vazante contribuindo para moldar o canal do rio Itanhém. O crescimento do pontal fez com que a desembocadura migrasse para sul resultando no meandramento do canal. Nestes trechos a velocidade das correntes é maior e atuam na erosão da margem, tornando esta a parte mais frágil do pontal. A ruptura do pontal em 2007 ocorreu em função de um evento energético, como por exemplo uma tempestade, ou mudança nas características de onda, simulado em QR e que atuaram nesta parte mais frágil. A influência da vazão fluvial foi desconsiderada pois foi verificado que gradientes na taxa de vazão não alteraram os resultados

hidrodinâmicos. Ribeiro *et al.* (2000) também encontraram trecho de erosão localizado na margem interna do pontal assim como mostram os resultados de transporte de sedimento para 1996 e 2007, quando existiu trecho de erosão nesta margem.

Como produto final desta ruptura foi observada a formação de um banco arenoso que representa uma grande quantidade de sedimentos disponível para o transporte. Uma vez "desconectado" da margem a barlar da desembocadura, este banco tende a migrar no sentido preferencial da deriva litorânea e se anexar à linha de costa a sotamar (FITZGERALD, 1988; GIESE, 1988; BRUUN; GERRITSEN, 1960). Na área de estudo, após o rompimento, a margem a barlar começa um novo período de acreção, indicando ser um processo cíclico. Giese (1988) sugeriu um padrão cíclico de mudanças, mas o período estudado foi maior, abrangendo cerca de 200 anos. Bird (1984), Elias & Van der Spek (2006), FitzGerald (1996), também citam exemplos de diversas regiões onde ocorrem estes processos de crescimento e ruptura do pontal, e da transferência de sedimentos (*bypassing*).

A figura 6.2 apresenta um resumo da importância relativa de cada processo físico atuante no transporte de sedimentos na região de estudo e suas feições associadas. A região apresentou, durante os anos analisados, o crescimento de um pontal associado à desembocadura do rio condicionado pela incidência de ondas do quadrante nordeste, que ao atingir a costa com este ângulo geram correntes de deriva litorânea. As ondas do quadrante sul e sudeste, mais energéticas, e que poderiam gerar deriva na direção oposta, são refratadas pela presença dos parciais localizados a sudeste da área de estudo e pela presença da progradação da linha de costa em Caravelas, localizada a sul da área de estudo. O pontal formado pela deriva contribuiu para a migração do canal, criando um meandramento que desvia a desembocadura para sul. As correntes de enchente e vazante ao longo do tempo erodiram a região do meandramento do pontal tornando-o mais frágil nesta área. Após um evento energético o pontal rompeu na parte mais frágil, deixando dois canais. O novo canal tornou-se o principal meio de fluxo das correntes. Este fluxo atuou como uma barreira, interrompendo a deriva litorânea de sedimentos, aprisionando-os a barlar e limitando o suprimento de sedimentos responsáveis pelo crescimento do banco arenoso ao sul da nova desembocadura. O tamanho e a largura da desembocadura definiu a quantidade de sedimento que atravessou o canal. No período quando o canal era mais estreito, houve maior transporte pela

Figura 6.2: Diagrama esquemático do comportamento da deriva litorânea com relação à direção de incidência das ondas e o efeito da presença de uma desembocadura.

deriva verificado pelo crescimento do banco. Já no período de canal mais largo, houve interrupção na deriva e o banco não cresceu. A preferência das correntes pela nova desembocadura, levou ao abandono do antigo canal que, ao longo do tempo, tende a assorear e contribuir para a junção gradativa do banco junto à costa.

Capítulo 7

Conclusões

O presente trabalho descreve a morfodinâmica da desembocadura do rio Itanhém, Alcobaça, BA. A partir de imagens de satélite observa-se a evolução, o rompimento e a aparente nova formação do pontal arenoso nesta desembocadura. Estas observações motivaram o desenvolvimento de uma série de experimentos numéricos visando a descrição dos principais processos morfodinâmicos que atuam na região. Como conclusões gerais pode-se afirmar que através do uso de modelagem numérica foi possível entender os processos responsáveis pelas configurações de linha de costa observadas nas imagens de satélite.

- Com os resultados do modelo foi possível avaliar a importância relativa das forçantes que controlam a dinâmica local, um dos objetivos propostos. Dentre as principais forçantes, onda, maré e descarga fluvial, os resultados sugerem que as ondas são as principais responsáveis pelo transporte de sedimento através da deriva litorânea nas regiões adjacentes à desembocadura. Na desembocadura e dentro do canal, as correntes de maré tornam-se as principais forçantes. Os experimentos também mostraram que a vazão fluvial não influencia a hidrodinâmica no local.
- O crescimento do pontal é condicionado pelas ondas do quadrante nordeste.
- As ondas de sul e sudeste são bastante influenciadas pela presença de parcéis localizados a sudeste da área de estudo.
- A corrente de deriva litorânea foi a principal responsável pelo transporte de sedimentos ao longo da linha de costa.

- A migração da desembocadura do rio Itanhém para sul, devido ao crescimento do pontal, resultou em um meandramento do canal onde foram observadas grandes velocidades e pontos de erosão. Isto contribuiu para aumentar a fragilidade desta área.
- O rompimento do canal ocorreu em função de um evento energético, que atuou na parte mais frágil do pontal.
- Os fluxos do canal funcionaram como uma barreira à deriva litorânea, que deste modo interromperam o transporte e acumularam sedimentos a barlar da desembocadura. Isto resultou em déficit de sedimento a sotamar e o não crescimento do banco.
- O tamanho e a largura do canal determinaram a quantidade de sedimentos que atravessam a região da desembocadura através da deriva litorânea. Como consequência estas características também determinaram o crescimento do banco arenoso a sotamar.
- As correntes utilizaram o novo canal como principal, conseqüentemente houve o abandono do antigo canal com gradativa aproximação do banco arenoso à linha de costa.
- O modelo MIKE 21 apresentou limitações na simulação de dados hidrográficos. Isto deve-se principalmente à complexidade batimétrica da região nem sempre reproduzida na malha do modelo em função da escassez de dados batimétricos disponíveis e aos curtos períodos de dados hidrográficos amostrados.
- Apesar das magnitudes das velocidades das correntes e de sua defasagem encontrada nos resultados de saída do modelo, acredita-se que ele representou satisfatoriamente os padrões hidrodinâmicos e morfodinâmicos gerais. Apesar destas diferenças potencialmente afetarem as estimativas de transporte, os resultados obtidos com os experimentos foram capazes de explicar as observações feitas com as imagens de satélite.

Referências Bibliográficas

ABBOTT, M. B.; LARSEN, J. Modelling circulations in depth-integrated flows.

Journal of Hydraulic Research, v. 23, p. 309–326, 1985.

ABBOTT, M. B.; MCCOWAN, A. D.; WARREN, I. R. Numerical modelling of

free-surface flows that are two-dimensional in plain. In: FISCHER, H. B. (Ed.).

Transport Models for Inland and Coastal Waters. [S.l.]: Academic Press, 1981.

p. 222–283.

ADDAD, J. Alterações fluviais e erosão costeira. *Revista Brasileira de Recursos*

Hídricos, v. 2, n. 2, p. 21–44, 1997.

ANDRADE, A. C. S. *Evolução quartenária da planície costeira de Caravelas -*

extremo sul do estado da Bahia. Tese (Doutorado) — Universidade Federal da

Bahia, 2000.

ANDRADE, A. C. S.; DOMINGUEZ, J. M. L. Informações geológico-

geomorfológicas como subsídios à análise ambiental: o exemplo da planície

costeira de Caravelas–Bahia. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 51, p.

9–17, 2002.

ANDRADE, A. C. S. *et al.* Quaternary evolution of the Caravelas strandplain -

Southern Bahia State - Brazil. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*.

[S.l.: s.n.], 2003.

AZEVEDO, I. F.; GUERRA, J. V.; CABRAL, A. P. Evolução geomorfológica de

pontais arenosos associados à foz de rios na orla da planície de Caravelas - BA.

In: *Anais X Congresso da ABEQUA*. [S.l.: s.n.], 2005.

- BIRD, E. C. F. *Coasts: An introduction to coastal geomorphology*. [S.l.]: Australian National University Press, 1984. 320 p.
- BITTENCOURT, A. C. S. P. *et al.* Patterns of sediment dispersion coastwise the state of Bahia - Brazil. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. [S.l.: s.n.], 2000. v. 72, p. 271–286.
- BOOTHROYD, J. C. Mesotidal inlets and estuaries. In: DAVIS, R. A. J. (Ed.). *Coastal sedimentary environments*. New York: Springer-Verlag, 1985. cap. 6.
- BRUUN, P.; GERRITSEN, F. By-passing of sand by natural action at coastal inlets and passes. In: AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS. *Journal of the Waterways and Harbors Division*. [S.l.], 1959. v. 85.
- BRUUN, P.; GERRITSEN, F. *Stability of coastal inlets*. [S.l.]: North-Holland Publishing Company, 1960.
- CAMARGO, M. G. de. Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 2, p. 371–378, 2006.
- DAVIS, R. A. Barrier island systems – a geologic overview. In: DAVIS, R. A. (Ed.). *Geology of Holocene barrier island systems*. [S.l.]: Springer Verlag, 1994. p. 1–46.
- DAVIS, R. A. J.; BARNARD, P. Morphodynamics of the barrier-inlet system, West-central Florida. *Marine Geology*, v. 200, p. 77–101, 2003.
- DAVIS, R. A. J.; FITZGERALD, D. M. *Beaches and coasts*. [S.l.]: Blackwell Publishing, 2004.
- DE VRIEND, H. J.; RIBBERING, J. S. Mathematical modelling of meso-tidal barrier island coasts part II: process-based simulation models. In: LIU, P. L. F. (Ed.). *Advances in Coastal Engineering*. [S.l.]: World Scientific Publishing, 1996. v. 2, p. 151–197.
- DE VRIEND, H. J. *et al.* Medium term 2DH coastal area modelling. *Coastal Engineering*, v. 21, p. 193–224, 1993.

- DEAN, R. G.; WALTON, T. L. J. Sediment transport processes in the vicinity of inlets with special reference to sand trapping. In: *Estuarine Research: Geology and Engineering*. [S.l.]: Academic Press, 1975. v. 2.
- DOMINGUEZ, J. M. L. Deltas dominados por ondas: crítica às idéias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20, n. 1–4, p. 352–361, 1990.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 13, n. 2, p. 98–105, 1983.
- DUTRA, L. X. *Os efeitos do aporte de sedimento na vitalidade dos recifes de corais de Abrolhos, Bahia*. Dissertação (Mestrado) — Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, 2003.
- ELIAS, E. P. L.; VAN DER SPEK, A. J. F. Long-term morphodynamic evolution of Texel Inlet and its ebb-tidal delta (The Netherlands). *Marine Geology*, v. 225, n. 1–4, p. 5–21, 2006.
- FARACO, K. R. *Comportamento morfodinâmico e sedimentológico da Praia dos Ingleses - Ilha de Santa Catarina - SC, durante o período de 1996 - 2001*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, Brasil, 2003.
- FITZGERALD, D. M. Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets. In: AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERING. *Proceedings of 18th Coastal Engineering Conference*. Cape Town, 1982. p. 14–19.
- FITZGERALD, D. M. Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets. *Journal of Coastal Research*, SI 23, p. 47–71, 1996.
- FITZGERALD, D. M.; KRAUS, N. C.; HANDS, E. B. Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets. *ERDC / CHL CHETN*, IV, n. 30, p. 1–10, 2000.

- FITZGERALD, M. D. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In: AUBREY, D. G.; WEISHAR, L. (Ed.). *Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*. [S.l.]: Springer Verlag, 1988.
- FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *The Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27, p. 3–26, 1957.
- GIESE, G. S. Cyclical behavior of the tidal inlet at Nauset Beach, Chatham, Massachusetts. In: *Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*. [S.l.]: Springer Verlag, 1988, (Lecture notes on coastal and estuarine studies).
- GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da. *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. [S.l.]: Bertrand Brasil, 1994. 458 p.
- HAYES, M. O. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology*, v. 26, p. 139–156, 1980.
- HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N.; HERBERS, T. H. C. A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient currents. *Coastal Engineering*, v. 13, p. 23–54, 1989.
- KACZMAREK, L. M. *et al.* Selected problems of sediment transport and morphodynamics of a multi-bar nearshore zone. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 62, p. 415–425, 2005.
- KOMAR, P. D. Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 84, n. 7, p. 2217–2226, 1973.
- KOMAR, P. D. Tidal inlet process and morphology related to the transport of sediments. *Journal of Coastal Research*, SI 23, p. 23–45, 1996.
- KOMAR, P. D. *Beach processes and sedimentation*. 2. ed. [S.l.]: Prentice-Hall, 1998. 544 p.
- KOMAR, P. D. Coastal erosion – underlying factors and human impacts. *Shore & Beach*, v. 68, n. 1, p. 3–16, 2000.

- LEÃO, Z. M. A. N. Abrolhos, BA – O complexo recifal mais extenso do Atlântico Sul. In: SCHOBENHAUS, C. *et al.* (Ed.). *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. [S.l.]: DNPM/CPRM – Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002. v. 1, p. 345–359.
- LESSA, G.; TEIXEIRA, C. E. P.; CASTRO, C. B. Variabilidade da turbidez e taxas de sedimentação na zona costeira de Caravelas (BA): existem evidências de impacto das atividades de dragagem do canal do Tomba nos recifes de coral? In: *Anais do Congresso ABEQUA*. [S.l.: s.n.], 2005.
- LESSA, G. C.; CIRANO, M. On the circulation of a coastal channel within the Abrolhos coral-reef system – Southern Bahia (17°40'S), Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 39, 2006.
- MIRANDA, L. B. de; CASTRO, B. M. de; KJERFVE, B. *Princípios de oceanografia física de estuários*. São Paulo: EDUSP, 2002. 424 p.
- MUEHE, D.; NICOLodi, J. L. *Macrodiagnóstico da zona costeira e marinha do Brasil*. [S.l.]: Ministério do Meio Ambiente, 2008.
- NIELSEN, P. *Some basic concepts of wave sediment transport*. [S.l.], 1979. (Series Paper 20).
- NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1989. 421 p.
- OERTEL, G. F. Ebb-tidal deltas of Georgia Estuaries. In: *Estuarine Research: Geology and Engineering*. [S.l.]: Academic Press, 1975. v. 2.
- PAGE, H. G. Phi-millimeter conversion table. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 25, n. 4, p. 285–292, 1955.
- PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 58, n. 1, p. 53–70, 2010.
- PRICE, W. A. Patterns of flow and channeling in tidal inlets. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 33, n. 2, p. 279–290, 1963.

- PRITCHARD, D. W. Estuarine circulation patterns. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, v. 81, n. 717, p. 1–11, 1955.
- RANASINGHE, R.; PATTIARATCHI, C. The seasonal closure of tidal inlets: Wilson Inlet—a case study. *Coastal Engineering*, Elsevier, v. 37, n. 1, p. 37–56, 1999.
- RAUDKIVI, A. J. The roughness height under waves. *Journal of Hydraulic Research*, v. 26, n. 5, p. 165–178, 1988.
- RIBEIRO, L. V. *et al.* Direção de transporte sedimentar na desembocadura do rio Itanhém, extremo sul da Bahia. Aplicação do método de Gao & Collins e krigagem vetorial. *Geonomos*, v. 8, n. 2, p. 9–18, 2000.
- ROSSETTI, D. F. *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. [S.l.]: Oficina de Textos, 2008.
- SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 24, n. 3, p. 151–158, 1954.
- SIEGLE, E. *Sediment transport and morphodynamics at an estuary mouth: a study using coupled remote sensing and numerical modelling*. Tese (Doutorado) — University of Plymouth, 2003.
- SILVA, I. R.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L. Modelagem de ondas como subsídio para a gestão ambiental das praias da Costa do Descobrimento, sul do estado da Bahia. In: *Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. [S.l.: s.n.], 2007. p. 4691–4697.
- SILVA, I. R. *et al.* Principais padrões de dispersão de sedimentos ao longo da Costa do Descobrimento – sul do estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 3, p. 335–340, 2001.
- SUGUIO, K. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo: EDUSP, 1973. 317 p.
- SUTHERLAND, J.; HALL, L. J.; CHESHER, T. J. *Evaluation of the coastal area model PISCES at Teignmouth (UK)*. [S.l.], 2001.
- SWART, H. E.; ZIMMERMAN, J. T. F. Morphodynamics of tidal inlet systems. *Annual Review of Fluid Mechanics*, Annual Reviews, v. 41, p. 203–229, 2009.

- TOLMAN, H. L. *User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 1.18*. Tech. note 166. [S.l.], 1999.
- VAN DE KREECKE, J. Morphological changes on a decadal time scale in tidal inlets: modeling approaches. *Journal of Coastal Research*, v. 23, n. SI, p. 73–81, 1996.
- VAN RIJN, L. C. *et al.* The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. *Coastal Engineering*, v. 47, p. 295–327, 2003.
- WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, v. 30, p. 377–392, 1922.
- WRIGHT, L. D.; COLEMAN, J. M. River delta morphology: wave climate and the role of subaqueous profile. In: SWIFT, D. J. P.; PALMER, H. D. (Ed.). *Coastal Sedimentation*. New York: Academic Press, 1978. p. 87–89.
- WRIGHT, L. D.; THOM, B. G. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, v. 1, p. 412–459, 1977.